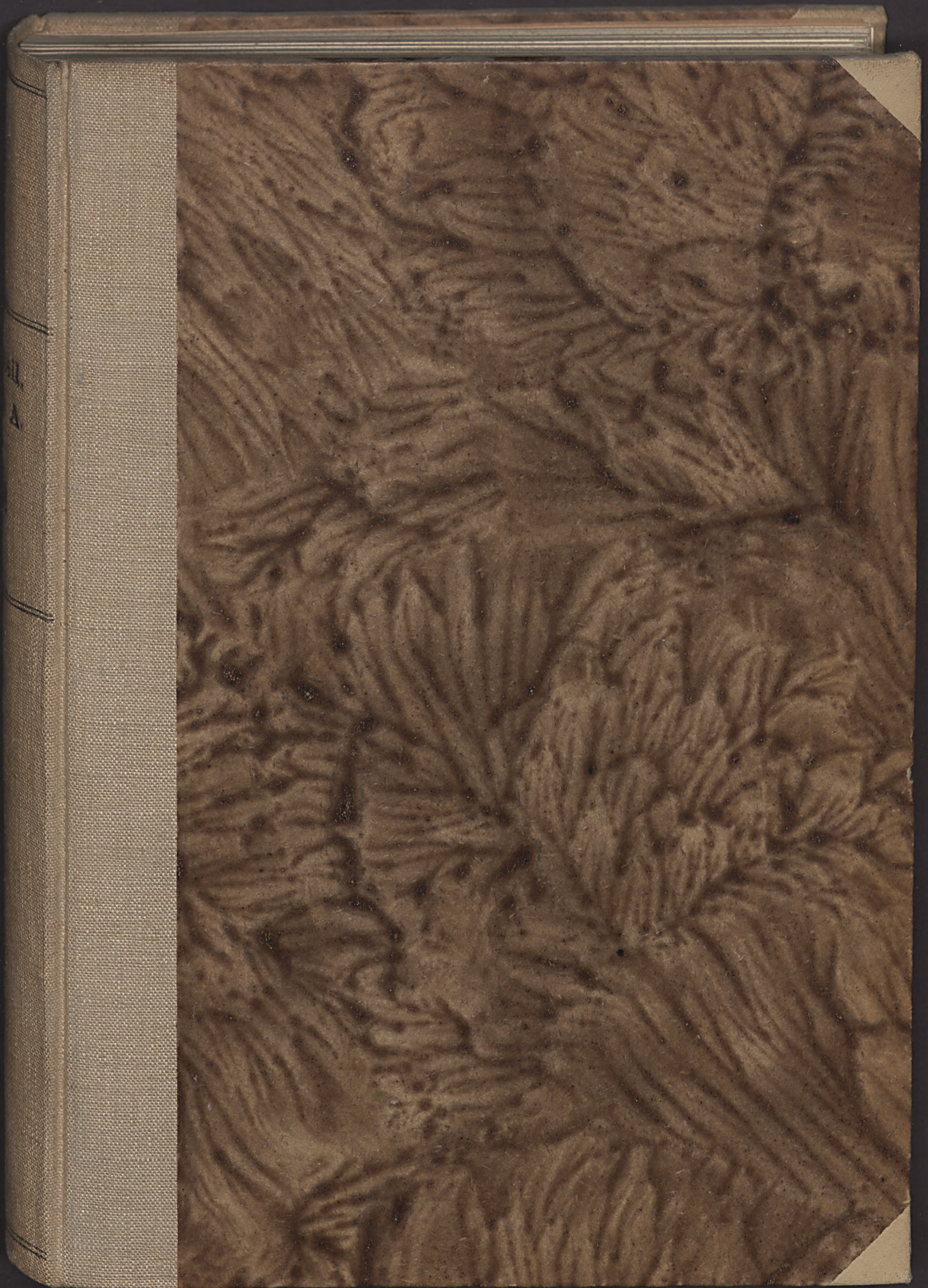


Mitteil.
U. G. A.
28



A
M. KIR. FÖLDTANI INTÉZET ÉVKÖNYVE

(JAHRBUCH DER KGL. UNG. GEOL. ANSTALT — ANNUAIRE DE L'INSTITUT GÉOLOGIQUE ROY. HONGR.)

BAND – VOLUME – XXVIII. KÖTET



BUDAPEST
1927 – 1929

TARTALOMJEGYZÉK

(INHALTSVERZEICHNIS — CONTENU)



1.

BEITRÄGE ZUR GEOLOGIE VON ALBANIEN.

DIE GEBIRGSGEGEND SÜDLICH VON PRIZREN.

VON

K. ROTH v. TELEGD.

A MAGYAR KIR. FÖLDTANI INTÉZET ÉVKÖNYVE, XXVIII. K. 1. FÜZET.



Erschienen am 1. Juni 1927.



A dolgozat tartalmáért és nyelvezetéért a szerző,
a szerkesztésért MAROS IMRE és FERENCZI ISTVÁN felelős.



EINLEITUNG.

Im Sommer 1918 wurde ich als Kriegsgeologe einer österreichisch-ungarischen, in Albanien arbeitenden Kriegsmappierung zugeteilt. Aus der Sammelstation Prizren unternahm ich mehrwöchentliche Exkursionen in die umliegenden Gebirge. Die Resultate meiner geologischen Beobachtungen im albanisch-montenegrinischen Grenzgebiete der Umgebung von Plav und Gusinje publizierte ich bereits im Jahre 1925.[1] Bei Erholungsaufenthalten in Prizren untersuchte ich die Umgebung der Stadt und hatte Gelegenheit eine 16-tägige Exkursion in das S-lich der Stadt Prizren gelegene Gebiet der Gora und des Šar-Gebirges zu unternehmen. Ausgangspunkte meiner Ausflüge waren hier Šajna und Restelica. Es wurde mir für den Herbst 1918 die Möglichkeit eines Aufenthaltes von mehreren Wochen mitten im Šar-Gebirge, in Brod in Aussicht gestellt, der aber wegen dem plötzlichen Zusammenbruche unserer Front und dem Abbruch meiner kriegsgeologischen Tätigkeit nicht mehr möglich war.

Ausser BOUÉ-s, VIQUESNEL-s und GRIESEBACH-s aus früheren Zeiten stammenden Angaben, besitzen wir von Baron NOPCSA detaillierte geologische Schilderungen über Teile der Umgebung der Stadt Prizren und über verschiedene Reiserouten quer durch das Šar-Gebirge, sowie entlang des Weissen Drin-Tales, aus dem Jahre 1905.[2]

Ursprünglich hatte ich nicht die Absicht die bescheidenen Resultate meiner kriegsgeologischen Tätigkeit in der Gora und im Šargebirge zu veröffentlichen. Nun sind aber die Ergebnisse der anlässlich des Weltkrieges am Balkan durchgeführten geologischen Untersuchungen schon sozusagen restlos publiziert worden und diese Arbeiten wurden durch die glänzende Zusammenfassung KOSSMAT-s gekrönt.[3] Ich ersehe aus dieser Literatur, dass gerade das Gebiet der Gora und der angrenzenden Teile des Šar-Gebirges auch während des Weltkrieges durch Forscher überhaupt nicht besucht, oder nur flüchtig gestreift wurde so, dass das Gebiet heute noch so ziemlich als terra incognita in der Literatur gilt. Meine geologische Karte, trotzdem sie lückenhaft ist, enthält Detailbeobachtungen und das

1. Beiträge z. Geologie v. Albanien v. E. Nowack, IV. Teil. — ROTH v. TELEGD K.: Das albanisch-montenegrinische Grenzgebiet von Plav. (Neues Jahrbuch f. Min. etc. Sonderband I. S. 422., Stuttgart, 1925.)

2. Baron NOPCSA F.: Zur Geologie von Nordalbanien. (Jahrbuch d. K. K. Geologischen Reichsanstalt Bd. 55., S. 85., Wien, 1905.)

3. KOSSMAT F.: Geologie der zentralen Balkanhalbinsel. (Die Kriegsschauplätze geologisch dargestellt, Heft 12., Berlin, 1924.)

von mir gesammelte Gesteinsmaterial wurde von Prof. v. SZENTPÉTERY petrographisch bearbeitet. Somit wird vielleicht auf die Zusammensetzung besonders der paläozoischen Schiefergruppe mit ihren Porphyroiden neues Licht geworfen.

E. NOWACK unternahm in den Jahren nach dem Weltkriege im Auftrage der Albanischen Regierung Übersichtsaufnahmen in Albanien und besuchte auch die Gegend der Gora. Auch er konnte aber hier nur flüchtige Beobachtungen anstellen.[1] Zu seiner in Ausarbeitung befindlichen geologischen Übersichtskarte von Albanien stellte ich meine Daten gerne zur Verfügung und auf sein Anregen fühle ich mich nun veranlasst, meine an Baron NOPCSA-s Beobachtungen sich anschliessenden geologischen Daten zu veröffentlichen.

Da ich auf die petrographischen Bestimmungen einen besonderen Wert lege, habe ich die Fundstellen der Gesteinsproben an der geologischen Karte mit denselben Ziffern angegeben, welche auch Prof. v. SZENTPÉTERY in der petrographischen Beschreibung benützte.

Als topographische Unterlage anlässlich der Feldarbeit dienten mir skizzenhafte Kopien der gleichzeitig im Gange befindlichen topographischen, österreichisch-ungarischen Neuaufnahmen. Im Gebiete O-lich Prizren, bei Stružа und Monastirica musste ich — in Ermangelung genauerer topographischer Daten — selbst Kroquis anfertigen. Erst kürzlich gelangte ich — durch die Güte meines gewesenen Kommandanten in Prizren, Herrn Oberstleutnant v. MILIUS und des Herrn Privatdozenten ERNST NOWACK in Wien — in den Besitz eines Teiles der in Wien nachträglich ausgearbeiteten, neuen Karten meines Gebietes, die dann als Grundlage meiner hier beigefügten geologischen Karte dienten.

I. OROGRAPHISCHE UND HYDROGRAPHISCHE ÜBERSICHT.

Siehe Taf I.

Die Prizrener Niederung bildet den SO-lichen Teil des grossen, jungtertiären Beckens von Ipek (Metochija). Sie stellt ein sanftes Hügelland mit der mittleren Höhe zwischen 350 und 410 m dar und ist zwischen zwei mächtig emporsteigenden Gebirgen eingekeilt. Im W erhebt sich das Bështrik-Gebirge (Bastrik, Pastriku) bis zur Höhe von 1983 m, im SO wird die Niederung durch den Hochgebirgszug des Šar begrenzt. Im N erheben sich die Rudistenkalke (N-liche Fortsetzung des Bështrik-Gebirges) am Milanovac Planina bis zur Höhe von über 1000 m, gegen NW setzt sich aber das Becken

1. NOWACK E.: Reisebericht aus Albanien. (Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin, 1924, S. 280.) — Geologische Forschungen in Albanien. III. (Centralblatt f. Mineralogie etc. Jahrg. 1925. Abt. B., S. 83.)

gegen Djakova und Ipek fort. Es wird hier durch den Weissen Drin durchquert und dieser Fluss schneidet sich SO-lich Djakova, bei der Brücke Ura Fsajt, sowie in seinem Abschnitte zwischen Tupec und Džuri in die Randpartie der Rudistenkalke des Bështrik-Gebirges epigenetisch ein. Der Flusslauf des Weissen Drin hat bei Rogova die abs. Höhe von 306 m und besitzt von hier abwärts, bis zum Eintritt in die Drinschlucht NW-lich des Koritnik, das Gefälle von rund 1 m pro Km.

Das gesamte Prizrener Becken wird heute durch den Weissen Drin entwässert. Die Gewässer, welche dem W-lichen Abhange des Šar-Gebirges (Hodža Balkan) entspringen, werden durch den Bach Lumi Toplik (Toplucha) gesammelt und ergiessen sich bei Pirana in den Weissen Drin. Die Hauptentwässerungsader des Gebietes um Prizren bildet der Bach Prizrenska Bistrica. Er tritt in einer engen Schlucht aus dem Gebirge in der abs. Höhe von 415 m bei Prizren heraus und fliesst in W-licher Richtung unter dem Namen Reka gegen Vlasnja. Hier wendet er sich gegen NW, durchbricht auf einer kurzen, epigenetisch eingeschnittenen Strecke den Oberkreidekalkzug am linken Ufer des Weissen Drin und ergiesst sich in denselben Fluss in der abs. Höhe von 283 m. Der Prizrener Bach besitzt somit von seinem Austritt bei Prizren bis zum Weissen Drin das durchschnittliche Gefälle von rund 3 m pro Km. Das Einzugsgebiet der Prizrenska Bistrica erstreckt sich weit nach O in das Šar-Gebirge hinein. Die bedeutendste S-liche Abzweigung des Wassernetzes reicht über Struža und Monastirica bis zu den Quellen in den N-lichen Karen der Kari Kosine-Spitze hinauf.

Hier konnte ich die interessante Beobachtung machen, wie die albanischen Einwohner des Gebietes jenseits der Wasserscheide im W, in der Gora, das Wasser dieser in der Höhe von über 1900 m entspringenden Quellen mittels ganz primitiv ausgegrabener Kanäle auf der Strecke von mehreren Km-n über die nach N sich absenkende Wasserscheide auf ihre Felder nach W hinüberleiten.

Unmittelbar S-lich der Prizrener Niederung erhebt sich eine bedeutende Kalkmasse von der mittleren Höhe zwischen 1200 und 1400 m, welche durch eine Schieferformation unterlagert wird. Die N-liche Partie dieses Kalkes wurde schon durch die Erosion zum grossen Teile zerstört so, dass nur mehr einige Überbleibsel, unter denen die 1381 m hohe Kuppe des Cviljen die bedeutendste ist, ihre ehemalige Verbreitung andeuten. In der unterlagernden Schieferformation haben die ihren kurzen Lauf nach N, der Prizrenska Bistrica zu nehmenden Gewässer grosse Zerstörungen verursacht. Durch die rückschreitende Erosion dieser Wasserläufe wurde auch der Rand der weiter rückwärts erhalten gebliebenen Kalkdecke oberhalb Jeskova, sowie oberhalb Lubačewa amphiteaterartig eingekerbt. Diese Kalkdecke bildet im S ein Karstplateau, welches die Wasserscheide gegen das Wassergebiet der Gora bildet und seine natürliche Fortsetzung nach SW in der Kalkmasse des Koritnik hat.

Über die tiefste Einsattelung dieser Wasserscheide führt der Weg von Džuri nach Plava. In dieser Einsattelung befindet sich das abflusslose Becken des Breznja-Sees von geringerer Ausdehnung, welches seine Wasserscheide gegen N, der Prizrener Niederung zu in der Höhe von 970 m, gegen S, dem Bereiche des Plava Flusses zu aber beim Friedhof von Plava in derjenigen von 990 m hat.

S-lich der Wasserscheide breitet sich die Landschaft Gora aus. Sie stellt eine Mulde dar, deren Boden über 1000 m hoch liegt, eine allgemeine Neigung gegen N besitzt und von einem Kranz von Hochgebirgen umgeben wird. Im O und S zieht der zusammenhängende Kamm des Šar Gebirges, welcher nur im S an zwei Stellen durch Pässe unterhalb 2000 m abs. Höhe (Ćafa Restelica und unmittelbar W-lich davon) unterbrochen wird. Vom Berge Djalica Lumës (Galica Lums) im SW, ebenfalls in die Hochgebirgsregion aufragend, wird die Gruppe des Šar-Gebirges durch einen Kamm von cca. 1800 m getrennt. Im W wird die Gora durch die 2394 m hohe Koritnik-Masse abgegrenzt. In der mächtig tiefen Erosionsschlucht zwischen Koritnik und Djalica Lumës strömt der Luma Bach, durch welchen das Gora-Becken gegen den Weissen Drin entwässert wird. Über Art und Entwickelungsgeschichte dieser jungen Entwässerung wird später, im morphogenetischen Teile die Rede sein. Der Oberlauf des Luma Baches wird Plava genannt.

Die Landschaft Gora mit ihren sanften Oberflächenformen und ihrem verhältnissmässig fruchtbaren Boden, besonders beiderseits des Plava-Baches, hat sich für Ansiedelungen besonders geeignet erwiesen so, dass diese sich hier nahe aneinander reihen, aber verschwinden, sobald man die Hochgebirgsregion betritt. Die am weitesten vorgeschobenen Posten menschlicher Ansiedelung sind mitten im Šar-Gebirge Restelica und Brod.

Die topographische Neuaufnahme des Šar-Gebirges hat ein vom bisherigen ziemlich abweichendes Bild geliefert und unter anderen eine bisher unbekannte Gebirgsgruppe bei Brod, zwischen den Gipfeln Babasnica und Vrača festgestellt, welche in ihrer höchsten Spitze des Turčin (abs. Höhe 2744 m) eine der höchsten Spitzen, wenn nicht vielleicht die höchste des Balkans darstellt.

II. GEOLOGISCHE EINZELBESCHREIBUNG.

1. Die Triaskalkmasse zwischen Koritnik und der Stadt Prizren.

Eine durch die Erosion schon stark angegriffene Kalksteinmasse nimmt den NW-lichen Teil meines Arbeitsgebietes ein. Sie führt keine Fossilien, wurde von Baron NOPCSA „Cviljenkalk“ benannt[1] und

1. NOPCSA, l. c., S. 110.

gehört zu demjenigen Zuge von Kalkmassen — angrenzend an das nordalbanische Serpentingebiet — die heute allgemein als triadisch angenommen werden.[1] Die Kalksteine werden von einer Schieferformation unterlagert.

Unmittelbar bei der Stadt Prizren, am Berge mit der Citadella und in der Bistrica-Schlucht steht eine Partie dieses Kalkes an. Sie wurde durch Baron NOPCSA eingehend beschrieben.[2] Der Kalkzug, dessen Streichrichtung durch den Lauf des Bistrica-Baches markiert wird, erscheint hier in die Schieferunterlage eingesunken, längs streichender Brüche zerteilt und stellenweise sogar von S her verschuppt. So erscheinen an der W-lichen Seite des Berges mit der Citadella hellrötliche, weissgeaderte Kalke durch die Schiefer leicht überschoben. Der untere Lauf des Bistrica-Baches, unterhalb der Ruine Dusangrad, nimmt seinen Weg entlang einer Verwerfung. Die Details konnten hier nicht kartiert werden.

N-lich des Bistrica-Tales konnte nur ein bescheidener Raum untersucht werden. Die Kalkdecke erscheint hier nur in einzelnen kleinen Erosionsresten mit grauem und rötlichem Kalke. Die Schieferunterlage, die im Weiteren eingehender behandelt werden soll, tritt hier in einer besonderen, von den anderen Vorkommnissen meines Arbeitsgebietes etwas abweichenden Ausbildung auf, indem dunkle, harte Sandsteine und basische Eruptivgesteine an ihrer Zusammensetzung einen bedeutenden Anteil nehmen (Siehe S. 14.). Sie enthält zwischengelagerte Bänke eines dunkelgrauen, metamorphen Kalkschiefers und Kalkes. Die äusserst stark dislozierte Beschaffenheit dieses Gebietes soll das Profil auf der Tafel II., Fig. 1. illustrieren, welches eine die Kote 827 m aufbauende (O-lich Ljubizda), mehrfach zusammengebrochene Partie, bestehend aus dunkelgrauem, kristallinem Kalk, darstellt.

SO-lich von Skorovište und Dolnica beginnt eine grössere Kalkmasse, deren N-liches Ende an ihrem W-lichen Rande die Verschuppung aus N-licher Richtung des tafeligen Knollenkalkes zeigt so, wie es im Profil Fig. 2. der Tafel II. dargestellt wird. Weitere Untersuchungen in dieser Kalkmasse konnten leider nicht durchgeführt werden.

Die Triaskalkschollen entlang des Bistrica-Baches und im Gebiete N-lich davon besitzen also übereinstimmend mit der Liegendschieferformation die Hauptstreichrichtung, entsprechend dem Laufe des Bistrica-Baches, in der Richtung OSO-WNW und scheinen von N und S her auf diese tiefste Linie zusammengedrängt zu sein.

Weiter S-lich krönt die ganz isolierte Triaskalkkuppe des Cviljen das in die Schieferformation eingeschnittene Talsystem. Im Umkreise der Kalkkuppe befinden sich kleinere, anlässlich der tektonischen Vorgänge in das Schieferbett tiefer hineingeratene und so er-

1. KOSSMAT: l. c. S. 41. und 76,. sowie NOWACK: Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde Berlin, 1924 S. 263., und Centralbl. f. Min. etc. 1925, Abt. B., S. 87.

2. NOPCSA, l. c. S. 113. und Fig. 8, sowie S. 92. und Fig. 1.

halten gebliebene Denudationsreste aus triadischem Kalkstein. Sie stellen sich auch als Verbindung des Cviljen mit der unweit im SO beginnenden Karstplatte ein. Die Kalkmasse des Cviljen beginnt zu unterst im N mit rosafarbigen Bänken, die z. T. brecciös sind, weiter oben folgen weissliche, körnige, dolomitische Bänke und dann graue Kalke, welche in den höheren Partien des Cviljen hie und da deutlich getafelt sind. Die Streichrichtung bleibt auch hier O-W, bis OSO-WNW, das Einfallen — stellenweise ziemlich steil — nach S. Die Dislokationslinien stellen sich hier ebenfalls mit der Streichrichtung übereinstimmend ein.

Unweit im SO beginnt das Karstplateau, welches die S-liche Wasserscheide des Prizrener Beckens einnimmt. Es stellt eine Denudationsfläche dar. Der N-liche Rand wird — wie gesagt — durch die Erosion der nach N strebenden Wasserläufe in zwei amphiteaterartigen Einkerbungen angegriffen. Die eine liegt oberhalb Jeskova, die andere oberhalb Lubačeva. Die Oberfläche des Karstplateaus zeigt Höhenschwankungen, die durch die Denudation geschaffen wurden. Die beiden amphiteaterartigen Einkerbungen am N-lichen Rande schneiden sich in einem scharfen Grate, welcher nach rückwärts zur Kote 1392 m sich emporsteigt. O-lich von dieser Höhe nimmt eine mit Dolinen bedeckte, flachschüsselförmige Fläche mit der mittleren Höhe von 1200 m die Wasserscheide ein. Unmittelbar O-lich der Kote erblickt man von der Ferne aus N eine ebenfalls schwach vertiefte Dolinenlandschaft mit der mittleren Höhe von 1300 m, die östlichste, gegen N, — gegen Jablanica — sich ausbreitende Partie der Karstfläche aber erhebt sich in die mittlere Höhe von 1400 m und erreicht gegen den O-lichen Rand, in der Kote 1542 m, ihren höchsten Punkt.

Weiter S-lich von der Kalkmasse der Wasserscheide, jenseits des Plava-Baches erhebt sich die später zu erwähnende Karstfläche des Triaskalkes bei Renča in dieselbe mittlere Höhe von 1300 m und zeigt sich von der Ferne aus N ebenfalls etwas schüsselförmig vertieft und mit Dolinen bedeckt. Sie stellt augenscheinlich eine durch die Erosion des Plava-Tales abgetrennte Partie der ehemals viel mehr ausgebreiteten Kalkmasse dar.

Die triadischen Kalkbildungen an der Wasserscheide stellen aber keineswegs eine schwebend gelagerte Platte dar. Wie ich mich aus näheren Untersuchungen am N-lichen und O-lichen Rande, sowie in der O-lichen Partie überzeugen konnte, erscheint die Detailtektonik ziemlich kompliziert. Steiles Einfallen, sogar auf den Kopf gestellte Schichten, Schichtenwiederholungen, welche auf lokale Überschiebungen hindeuten, kommen wiederholt vor. Die Gesteinsbeschaffenheit der Kalke zeigt oft eine kristallinisch-körnige Struktur.

So treten an der Kote 1387 m S-lich Jablanica in zwei zerrissenen Schollen weissliche, dolomitische Kalke auf, in der Einsattelung zwischen den beiden Kalkschollen kommt die aus phyllitartigen Schiefern bestehende Unterlage auch hier, mitten im Kalkgebiete

zum Vorschein. Weiter S-lich, im Aufstiege gegen das Plateau erscheinen graue, kristallinisch-körnige Kalksteine mit steilem SO-lichen Einfallen. Im Liegenden gegen NW folgen: rotgeaderter, grauer Kalk, eine dünne Lage von hellrotem Kalk, worauf hin die Schichtenreihe sich wiederholt. Eine herrschende Hauptstreichrichtung konnte in dieser Kalkmasse nicht festgestellt werden. Die Hauptstreichtung des Cviljen und des Gebietes am Bistrica-Bache, die als WNW-OSO gilt, erscheint am O-lichen Hange gegen Struža wieder, wo steilgestellte Kalkbänke mit dem Streichen OSO und weisse und rötliche Kalke mit dem Einfallen gegen SW beobachtet wurden. Die Schiefer am Rande gegen NO unterteufen den Kalk und behalten ihr SW-liches Einfallen grösstenteils bei.

Die Kote 1542 selbst besteht aus grauem, körnigem Kalke mit glimmerigen Überzügen an den Trennungsflächen und mit dem Einfallen nach S. Der Sattel S-lich von hier, d. h. die Wasserscheide zwischen Bistrica bei Struža und Plava bei Zapluša, besteht schon aus Schiefern. Das obere Plava-Tal schneidet sich vollends in die Schieferformation ein, am N-lichen Hange desselben gewinnt man aber einen tiefen Einblick in die Art der Auflagerung des Triaskalkes. Hier nimmt derselbe die Hauptstreichrichtung des weiter im S auftauchenden Porphyroidenzuges an, mit dem Einfallen nach NW. Hier sieht man deutlich, dass es sich um den Erosionsrand einer mehrfach zerbrochenen und z. T. verschuppten (z. B. bei Blač) spröderen Gesteinsmasse handelt, welche durch die tektonischen Kräfte mit verschiedenen Gliedern der Schiefergruppe in Berührung gebracht wurde. Vom Konstatieren einer normalen, primären Schichtenfolge kann hier keine Rede sein. Es herrschen hier rötliche und graue, z. T. brecciöse Kalke vor.

Das Einfallen NO — entsprechend der Hauptstreichrichtung um Prizren herum — konnte ich in einer Scholle bei Zapluša, sowie dann im W-lichen Teile, NW-lich Zgatar konstatieren.

N-lich Zapluša verengt sich die Kalkdecke bedeutend, sie wurde hier durch die Erosion des Baches gegen Lubačevo schon beinahe durchsägt. Im W ist dieser Vorgang schon vollbracht worden so, dass der Zusammenhang der Kalkmasse mit der des Koritnik hier unterbrochen wird. Hier ist die Depression, über welche die wichtigsten Kommunikationen von der Prizrener Niederung in die Gora führen, bis auf einige tiefer herabgedrückte Denudationsreste, von der Kalkdecke frei. Das abfusslose Becken des Breznja-Sees liegt nur zur Hälfte im Kalke, gegen O und S breitet es sich über das Schieferterrain aus, wo sich auch schon ein bescheidenes Wassersystem desselben entwickelte.

Aus der breiten Ebene des oberen Plava-Tales (Opolje) erhebt sich im S auffällig das schon genannte, mit Dolinen bedeckte Karstplateau zwischen Renča, Zerze und Kosowce. Wie gesagt, stellt dasselbe die abgeschnittene Fortsetzung des Plateaus an der Wasserscheide dar. Ringsherum tritt die liegende Schieferformation an die Oberfläche und die Gesteinsbeschaffenheit des Kalkes ist dieselbe,

wie in den schon genannten Vorkommnissen. Im Tale von Zerze treten die Porphyroide ganz nahe an diesen Kalk heran, doch bedeckt derselbe oberhalb Zerze in flacher Lagerung die weniger metamorphosierte Schiefergruppe und die Porphyroide beginnen erst unten im Tale. Im SO wird die Kalkmasse durch eine scharfe Dislokationslinie entlang des Tales, welches nach NO gegen Kosowce führt, gegen die Schiefer abgeschnitten.

Am Rande des Porphyroidenzuges oberhalb (O-lich) Brodešan fand ich noch einen Fetzen des triadischen Kalkes von ganz geringer Ausdehnung, in Form von grauen Plattenkalken. Sie überlagern unmittelbar die hiesigen gepressten Eruptivgesteine.

Weit im S kommt noch eine abgerissene Triaskalkscholle zwischen Dragač, Leboviste und Kukojan vor. Durch den Gebirgsdruck ist hier die Porphyroidengruppe ganz nahe an den Kalk herangerückt. Eine auftauchende Teilfalte der metamorph-eruptiven Gruppe kommt hier auf die phyllitartigen Schiefer, die unmittelbare Unterlage des Kalkes, zu liegen (siehe das Profil Fig. 1. der Tafel V.). Die Kalkscholle selbst ist ebenfalls stark zerbrochen und besteht aus weissem Dolomit, dunkelgrauem, dolomitischem Kalke und aus rötlichen Kalken.

Die triadischen Kalke im Tale von Restelica sollen in einem späteren Abschnitt besprochen werden.

Die bedeutendste Masse triadischen Kalkes stellt auf meinem Arbeitsgebiete diejenige des Koritnik dar. Sie beginnt am NW-lichen Abhange des Plava-Tales bei Breznja, Buča, Krštes und Kosariste in der Höhe von beil. 1300 m und bildet eine zusammenhängende Masse bis hinauf zum Koritnik-Plateau, welches in der Kote 2394 m kulminiert. Die Hauptmasse des triadischen Kalkes am Koritnik zeigt ein mässiges Einfallen gegen O. Dieses Einfallen ist auffallend übereinstimmend mit demjenigen des Rudistenkalkes am Běhstrik im N so, dass die Kalkbänke des Koritnik in der scheinbaren Fortsetzung derjenigen des Běhstrik liegen (siehe Taf. III., Fig. 4.), wo doch beide Kalkmassen durch eine gewaltige tektonische Linie, welche ungefähr im Weissen Drin-Durchbruche liegt, voneinander getrennt sein müssen.

Das Tal von Rapča schneidet sich in einer jungen, tiefen Schlucht in die Kalkdecke des Koritnik ein und entblösst die liegende Schieferformation weit in den Körper des Koritnik-Kalkes hinein. Der Talschluss wird oben, unterhalb der höchsten Partie des Gebirges durch ein breites Amphitheater eingenommen, in dessen Boden sich die Erosionstäler einschneiden. Wenn man vom Weiten diese Gebirgspartie anblickt, kann man eine obere, abgeglättete Randpartie des Amphitheaters von dem darunter liegenden, durch die junge, energische Erosion des fliessenden Wassers zerfressenen, aus wilden Felsenpartien bestehenden Teil desselben deutlich unterscheiden (siehe auch Taf. IV., Fig. 3.). Es hat den Anschein, als wenn das Amphitheater des Koritnik eine, durch die Erosion des Rapča-Tales

einseitig geöffnete Karstmulde repräsentieren würde, wo aber — bei der bedeutenden Höhe und N-lichen Lage des Amphitheaters — die Glazialerosion des Pleistozäns an der Ausbildung desselben ebenfalls einen grossen Anteil gehabt hätte. OESTREICH spricht von einem, in die breite Gipfelmasse des Koritnik eingesenkten, gewaltigen Kare.[1] In der Talschlucht selbst konnte ich keine näheren Untersuchungen anstellen. Das Plateau des Koritnik wird von kleineren Dolinen bedeckt.

Wenn man sich dem O-lichen Rand des Koritnik nähert, trifft man zuerst kleinere, durch die Erosion abgetrennte Kalksteinpartien, welche ganz isoliert der Schieferformation auflagern. Hier, sowie am Rande des Koritnikkalkes selbst kann man deutlich beobachten, dass die stark gefaltete Schieferunterlage von einer weit weniger gestörten Kalkmasse bedeckt wird so, dass die verschiedensten Teile der Schieferserie mit dem Kalke in Berührung stehen. Es handelt sich offenbar um das verschiedene Verhalten der beiden Gesteinsarten den tektonischen Kräften gegenüber. Dass aber die Kalkmassen von den tektonischen Kräften keineswegs verschont blieben, die Wirkung derselben aber im Zerbrechen und Zusammenstauen der einzelnen Kalkpartien sich äusserte, ist selbstverständlich und ist unter anderen aus der Detailansicht der Kalkscholle bei Kršţes in Fig. 2. der Taf. III. ersichtlich.

Den Rand des Koritnikkalkes gegen seine Schieferunterlage im Luma-Durchbruche, sowie gegen das Tal des Weissen Drin im W konnte ich nicht untersuchen. Aus Baron NOPCSA-s Beschreibung wissen wir, dass im Drin-Durchbruche bei Skodza die Schieferunterlage des Koritnikkalkes, als „stark gefaltete, glänzende Tonphyllite, die Lagen von dunkelgrauen Kalkschiefer und Tonschiefer enthalten," mit 60° O-lichem Einfallen an die Oberfläche tritt.[2] Sie hält 2 Km talabwärts an, dann folgen die Rudistenkalke des Bëhstrik, unterlagert durch die Schiefer-Hornstein-Serpentin-Formation der Merdita. Gegen N zieht sich die Kalkmasse des Koritnik bis Džuri zusammenhängend herunter, der Durchbruch des Reka- (Prizrenska Bistrica-) Flusses aber, NW-lich Poslis'a — beginnend an der Brücke des Weges von Prizren — liegt schon im Rudistenkalke der Oberkreide.

Im Kalkkörper des Koritnik selbst liegen, am O-lichen Rande bei Rapča, zu unterst rötliche und weissgefleckte Kalke und brecciöse Kalke, aber auch rote, wellige Knollenkalke wurden hier beobachtet. Weissliche, sowie grobkörnige, graue Kalke und zuckerkörnige dolomitische Kalke herrschen aber vor. Bis weit hinauf haben weissliche und rötlich geflammte Kalke die Oberhand, oben folgen dann vorherrschend graue, körnige Plattenkalke. Am Plateau oben findet man weisslich-hellgrauen Plattenkalk. Die meisten Kalk-

1. OESTREICH: Reiseeindrücke aus dem Vilajet Kosovo. (Abhandl. d. K. K. Geographischen Gesellschaft in Wien, Bd. I. 1899., S. 345.)

2. Baron NOPCSA: 1. c. S. 118.

sorten sind von kristallinisch-körniger Struktur und Spuren von Versteinerungen konnten in ihnen nicht entdeckt werden.

2. Die Schieferunterlage des Triaskalkes.

Wie aus der Beschreibung des Triaskalkes zu entnehmen war, verrät die petrographische Beschaffenheit desselben (vorherrschend kristallinisch-körnige Struktur, Glimmerüberzüge) zumeist einen bedeutenden Grad der Metamorphose. Die durch Zerstückelung durch die Erosion einer grösseren, einst zusammenhängenden Einheit entstandenen Partien des Triaskalkes werden durch eine Schieferformation unterlagert, von einer normalen Schichtfolge kann aber — wie schon erwähnt — keine Rede sein, d. h. ein normales Profil, welches den primären Übergang aus der Schiefergruppe bis in den Kalk hinauf zeigen würde, konnte nirgends beobachtet werden. Als Ursache hievon kann das verschiedene Verhalten der beiden Gesteinsarten den tektonischen Kräften gegenüber angenommen werden.

Die Schiefergruppe selbst zeigt im Ganzen ebenfalls einen hohen Grad der regionalen Metamorphose. Hier konnte aber ein auffallender Unterschied in der Gesteinsbeschaffenheit und der Zusammensetzung zwischen einer die Triaskalke unmittelbar unterlagernden Schiefergruppe und eines weiter SO-lich folgenden, den Anteil Babasnica-Kari Kosine-Ortschaft Recanje des Šar-Gebirges zusammensetzenden Zuges — den ich im Folgenden als Porphyroidengruppe benennen will — festgestellt werden. Die beiden Gesteinsgruppen wurden schon durch Baron NOPCSA unterschieden, er benannte die Schiefergruppe als „Prizrener Schiefer", meine Porphyroidengruppe aber zählte er zu den kristallinischen Schiefern („obere Gruppe", d. h. metamorphe Sedimente).[1] Die erstere Gruppe besteht hauptsächlich aus Tonschiefern mit Sandstein-Einlagerungen sowie zum grossen Teil aus phyllitartigen Gesteinen, die zweite, aus metamorphen Schiefern bestehende Gruppe enthält weit ausstreichende Felsenzüge, von denen die petrographische Untersuchung feststellen konnte, dass sie zum grossen Teile aus dynamometamorphen Eruptivgesteinen (Porphyroiden) bestehen. Dieselben beschränken sich ausschliesslich auf meine „Porphyroidengruppe", wogegen normale Quarzporphyre in der Gruppe der „Prizrener Schiefer" und basische Eruptivgesteine in beiden Gruppen vorkommen.

Es muss abermals betont werden, dass die unmittelbare Unterlagerung der Triaskalke nirgends die Zusammensetzung der Porphyroidengruppe zeigt, wo doch letztere an einigen Stellen ganz nahe an den Rand der Kalkmassen herantritt.

Die Gruppe der „Prizrener Schiefer" kann am besten in der S-lichen Umgebung von Prizren, sowie im Gebiete NW-lich des Plava-Tales, zwischen den Ortschaften Zgatar, Breznja und Rapča

1. NOPCSA: l. c. S. 92. und 110—116.

studiert werden. Dieses Gebiet wurde auch durch Baron NOPCSA ausführlich geschildert.[1] Er beschreibt die Schiefer bei Prizren als „ziemlich weiche, braune bis gelbbraune, stark gefältelte, dabei seidenglänzende Tonschiefer", bei denen auch „schwarze, harte Phyllitschichten und quarzreiche, feste Lagen nicht fehlen." Die matten, braunen und grauen Schiefer wechseln hier mit harten Kieselschiefern ab und enthalten auch Einlagerungen von glimmerigen Sandsteinen. Lagergänge und Linsen von milchweissem Quarz kommen wiederholt vor. Im allgemeinen sind im Schiefergebiete graue, dunkelgraue, bis stahlgraue, grünliche und rötliche Schiefer, zumeist von phyllitartigem Aussehen am meisten verbreitet und zeigen besonders bunte Farben z. B. an den Hängen gegen die Prizrener Niederung, wo sie leicht zu einem graulichen Schutt zerfallen, welcher die Hänge und Täler bei Lubačeva und Hoča gegen die Prizrener Niederung breit bedeckt.

In der Zusammensetzung der Schieferunterlage am Ostrande des Koritnik-Kalkes, in der Talschlucht von Rapča, sowie im Gebiete von Plava und Breznja nehmen hauptsächlich seidenglänzende, phyllitartige Schiefer Teil, im Tale von Rapča wurden wiederholt Einlagerungen von Sandsteinbänken beobachtet. Dieselben Schiefer setzen den N-lichen Hang des oberen Plava-Baches, als Unterlage des Kalkplateaus an der N-lichen Wasserscheide, zusammen. W-lich Zapluša kommen Sandsteinbänke, als Zwischenlagen in weniger metamorphen Tonschiefern vor. Der untere Teil der von SO her gegen das obere Plava-Tal gerichteten Täler schneidet sich ebenfalls in die Schiefer-Sandstein-Gruppe ein, welche vom weiter im SO folgenden Porphyroidenzuge scharf abgegrenzt werden kann. Die unmittelbare Unterlagerung der Kalkplatte bei Renča und Zerze zeigt gleichfalls die normale Zusammensetzung der Schiefergruppe, wo doch die Porphyroidengruppe bei Zerze schon ganz nahe herantritt.

Im Schieferterrain S-lich von Prizren wurden schon durch Baron NOPCSA an mehreren Stellen Quarzporphyre festgestellt.[2] So kommt dieses Gestein NW-lich Struža, sowie bei Jablanica, hart am Rande des Triaskalkes, in ganz unbedeutender Ausdehnung, sowie bei Leši und Hoča vor. Die Quarzporphyre gehören in die Schiefergruppe hinein und haben mit ihr die tektonischen Vorgänge z. T. mitgemacht, indem ihre Struktur auf eine Pressung hindeutet (siehe Nr. 54. der Gesteinsbestimmungen v. SZENTPÉTERY-s), sie erscheinen aber weit weniger verändert, als die metamorphen Eruptivgesteine der Porphyroidengruppe. Die gleichen Quarzporphyre wurden auch in der Phyllitgruppe des Tales von Restelica, bei Globočica und Kruševo beobachtet, diese Vorkommen werden noch später Erwähnung finden.

Eine von der oben geschilderten etwas abweichende Zusam-

1. NOPCSA: l. c. S. 92. und 110—118.
2. NOPCSA: l. c. S. 94., 113—114. und Fig. 9,. sowie S. 116—117.

mensetzung hat das Schiefergebiet N-lich des Prizrenska Bistrica-Tales. Hier wurde ein bedeutenderes Vorkommen von grünen Eruptivgesteinen konstatiert, welches mit der Schieferformation mitgepresst erscheint. Eine etwas schematisierte Detailaufnahme dieser Partie zwischen den Ortschaften Ljubizda, Dolnica und Grčare stellt das Kärtchen in Fig. 1. der Taf. III. dar. Die Schieferformation selbst enthält in diesem Gebiete in weit bedeutenderer Verbreitung, wie sonst, die dunkelgrau-braunen Sandsteineinlagerungen, welche besonders in der Umgebung von Grčare z. T. mehrere Meter mächtige Bänke bilden und von Quarzgängen durchzogen sind. Die Schiefer selbst sind die „Prizrener Schiefer" Baron NOPCSA-s, ausser denen kommen aber auch stark gefaltete Phyllite, dunkelgraue Kieselschiefer und Quarzite vor. Die Schieferformation enthält in diesem Gebiete auch Einlagerungen eines dunkelgrauen, metamorphen Kalkschiefers an mehreren Stellen.

Kleinere, klippenartig erscheinende Schollen des Triaskalkes kommen bei Grčare, in der O-lichen Nachbarschaft von Dolnica, sowie an der schon erwähnten Kote 827 W-lich Ljubizda (siehe S. 7. und Taf. 1., Fig. II.) vor. Wie erwähnt, beginnt im O, SO-lich Skorovište eine grössere triadische Kalkmasse, deren verschuppte Randpartie in der Fig. 2. der Taf. II. dargestellt wurde.

Das gesamte Schiefer-Sandsteingebiet zwischen Dolnica, Ljubizda und Grčare stellt ein äusserst stark gefaltetes Schieferpaket dar, welches die Hauptstreichrichtung O-W, gegen W sich nach NW umbiegend, besitzt. Es herrschen Einfallen mit 45-60° gegen S, sowie am Kopf gestellte Schichten vor.

Die petrographische Beschaffenheit der grünen Eruptivgesteine stellte sich als diejenige der Diabase und Gabbros verschiedener Art heraus (siehe die Gesteinsbestimmungen Nr. 58_1, 58_2, 58a, 58b, 59_1 und 59_2 v. SZENTPÉTERY-s). Sie erscheinen besonders in der O-lichen Partie des Vorkommens in schmalen, ebenfalls stark gefalteten Lagen mit den Gesteinen der Schiefergruppe alternierend und stellen augenscheinlich Lagergänge dar, die nachher die tektonischen Vorgänge mit der Schiefer-Sandstein-Gruppe mitmachten. Ein Detail dieser Art des Vorkommens stellt das Profil in Fig. 3. der Taf. III. dar. Da hier Kalkschiefer mit den Eruptivgesteinen in unmittelbarer Berührung stehen und dabei keine Spur von einer Kontaktwirkung zeigen, kann diese Aufeinanderfolge keine primäre sein, sondern es müssen hier anlässlich der Gebirgsbildung bedeutendere Verschiebungen stattgefunden haben.

Es kommen aber im Umkreise dieser Eruptivgesteine auch Kontaktbildungen in Form von Hornstein- und Jaspis-Schichten, besonders in der O-lichen Partie gegen Dolnica vor und wurden auch schon durch Baron NOPCSA hervorgehoben. Vom genannten Forscher besitzen wir die Detailbeschreibung einer Route von Ljubizda nach Dolnica, wo diese Durchbrüche von „Serpentingesteinen" er-

wähnt werden.[1] Derselbe Autor beschreibt auch ein Serpentinvorkommen in Verbindung mit Hornstein vom N-lichen Talgehänge oberhalb der Sveti Petar Kirche bei Korisa.[2] Dieses Gebiet konnte von mir nicht besucht werden, doch habe ich das Vorkommen von grünen Eruptivgesteinen bei Korisa auf Grund von Baron NOPCSA-s Angaben in meiner Karte angegeben.

Es soll noch der Übergang der Schieferformation in die Porphyroidengruppe kurz erwähnt werden. Es sind zwei Gebiete, wo dieser am besten studiert werden kann. Das eine liegt am N-lichen Ende des Porphyroidenzuges, bei den Ortschaften Struža und Lokvača, das andere stellt der W-liche Ausläufer desselben Gesteinzuges von Šajna gegen die Masse des Koritnik dar. Zwischen beiden Gebieten, an der SO-NW verlaufenden Linie von Zerze bis Zapluša kann — wie erwähnt — der normale Übergang mit gleichem Einfallen nach NW von den Gesteinen der Porphyroidengruppe, (nebst plötzlichem Verschwinden der Porphyroidenlagen an dieser Linie), in die Serie der Schiefergruppe beobachtet werden.

Das N-liche Ende des Porphyroidenzuges wird von der Schiefergruppe eingehüllt. Wenn man am Wege von Jablanica nach SO, am Rande der Triaskalkplatte sich der Ortschaft Struža nähert, bemerkt man das völlige Ausbleiben der weniger metamorphen „Prizrener Schiefer“ : es werden die phyllitartigen, kristallinen Schiefer vorrherschend. Baron NOPCSA, der diesen Weg ebenfalls beging, erwähnt hier das Unterteufen der kristallinen Schiefer unter die Tonschiefer der Prizrener Gegend.[3] In der engen Talschlucht, die von Monastirica nach N, gegen die Ortschaft Recanje an der Prizrenska Bistrica führt, erscheinen in wilden Felsenpartien die Gesteine der Porphyroidengruppe, mit steilen N-lichem Einfallen, glänzend aufgeschlossen. Gegen N werden sie aber beiderseits an den das Tal einschliessenden Rücken, durch die viel sanftere Formen zeigende Schiefergruppe überlagert. Bei Lokvača und W-lich von hier gegen Jablanica herrschen Phyllite vor, welche Bänke eines harten, grauen, muskovitischen Sandsteines, sowie Quarzitbänke enthalten und das Einfallen gegen S bzw. SW zeigen, d. h. die herrschende Fallrichtung der Schiefergruppe in der Prizrener Gegend annehmen. Die die höchsten Partien des Šar-Gebirges am Babasnica und Kari Kosine einnehmende Porphyroidengruppe erscheint somit in seiner N-lichen Endigung tief hinabgedrückt.

Im Sattel NO-lich Zapluša stehen die Gesteine der Porphyroidengruppe mit der triadischen Kalkmasse fast in Berührung, wie man sich aber von dieser Stelle in SW-licher Richtung, entlang des oberen Plava-Baches, am Rande des Triaskalkes enfernt, werden die kristallinischen Schiefergesteine durch die Gruppe der Prizrener Schiefer abgelöst. Ebenso tritt die Porphyroidengruppe bei Zerze —

1. NOPCSA: l. c. S. 112.
2. NOPCSA: l. c. S. 111.
3. NOPCSA: l. c. S. 94.

wie schon erwähnt — ganz nahe an den Rand der Triaskalkplatte von Renča heran, wo der Kalkstein selbst doch über die Gesteine der Schiefergruppe lagert.

Im SW endet der Porphyroidenzug. Bei Leboviste bedeckt eine aufgeschobene Teilfalte desselben die Serie der Schiefergruppe, welche hier aus ausgewaltzten Phylliten und Grünschiefern besteht, Lagen eines kristallinischen Sandsteines (Nr. 24. der Gesteinsbestimmungen v. SZENTPÉTERY-s) enthält und die Unterlage einer zerbrochenen triadischen Kalkscholle bildet (siehe S. 10. und Taf. V., Fig. 1.). Der Aufbruch der Porphyroidenzuges verschwindet auch hier, im SW unter der Decke der Schiefergruppe, welche das Gebiet von Mlica-Vranici einnimmt. Der Rücken N-lich Vranici und SW-lich Dragač, mit der Kote 1076 m besteht aus phyllitischem Prizrener Schiefer. Ein schmaler Zug der Gesteine der Porphyroidengruppe teilt N-lich von diesem Rücken das Schiefergebiet entzwei und endet im W hart am Rande des Koritnikkalkes bei Krštes. Wenn man sich von hier am Kalkrande nach SW begibt, verschwinden die gepressten Felsen der Porphyroide und im Gebiete der Ortschaften Kosariste und Zabodja findet man nur seidenglänzende, braune und graue Schiefer und Phyllite, welche hier auch Lager eines schwarzen, weissgeaderten Kalkes enthalten.

3. Die Porphyroidengruppe.

Die Ausscheidung dieser Formation geschah aus rein petrographischen Gründen. Die petrographische Zusammensetzung dieser Gruppe zeigt im Wesentlichen die Charaktere der weniger metamorphosierten kristallinen Schiefer und wird durch massenheftes Auftreten von dynamometamorphen Eruptivgesteinen charakterisiert. Die Schiefer selbst, welche diese Porphyroide enthalten, können keineswegs von den Gesteinen der weiter oben beschriebenen „Schiefergruppe" scharf unterschieden werden. Dieselben verschiedenen Arten der Phyllite, chloritischen und serizitischen Schiefer, wie dort, kommen hier ebenfalls vor. Nur zeigen im allgemeinen die kristallinen Schifer der Porphyroidengruppe einen durchwegs höheren Grad der Metamorphose so, dass hier dem „Prizrenerschiefer" entsprechende Tonschiefer nirgends vorkommen.

Die Einlagerung eines dunkelgrauen Kalkschiefers wurde nur an einer Stelle beobachtet u. zw. am SO-lichen Hange der Kote 2473 m, am Kari Kosine. Hier befinden sich zirkusartige Aushöhlungen aus der pleistozänen Glazialzeit, in deren Boden zwei Karseen übereinander, mit dem Niveauunterschiede von 80—100 m. sich befinden. Den Rücken, welcher die beiden Seen trennt (siehe Taf. IV., Fig. 1.), setzen Serizitschiefer zusammen, welche eine Lage aus stark ausgewaltztem, schwärzlichem Kalkschiefer enthalten. In die kristallinen Schiefer eingebettet zeigt sich hier ein hellgrünes, kataklastisches Eruptivgestein, welches durch v. SZENTPÉTERY als ausgewalzter Granit mit porphyroidartigen Partien bestimmt wurde (siehe

Nr. 15. der Gesteinsbestimmungen). Der Hang weiter gegen die Kote hinauf konnte nicht näher untersucht werden, da ich hier beschossen wurde und somit mich raschestens hinter den Kamm zurückziehen musste.

Es wurden auch Graphitschiefer beobachtet, so im Plava-Tale W-lich Šajna (Nr. 20. der Gesteinsbestimmungen) und im Tale von Monastirica, im N-lichen Teile der Porphyroidengruppe. Quarzite kommen in einzelnen Felsenpartien bei der Ortschaft Šajna, sowie O-lich Zapluša, am N-lichen Teile des Rückens mit der Kote 1636 m vor. Sie bilden aber keine grösseren, zusammenhängenden Massen nach Art der Permquarzite, sondern stellen nur einzelne, in die Schiefer eingebettete Felsenzüge dar, welche die Streichrichtung der Formation auffallend bezeichnen. Sie beschränken sich hauptsächlich auf die beiden genannten Räume.

Solche aus dem Schieferbette herausragende Felsenzüge dominieren im Porphyroidengebiete überhaupt. Sie bestehen aber hauptsächlich aus dynamometamorphen Eruptivgesteinen, z. T. aus quarzreicheren Vertretern der kristallinen Schiefer und hie und da aus Hornstein, als Kontaktbildung der Eruptiva (siehe Nr. 48. der Gesteinsbestimmungen.)

Über die petrographische Zusamensetzung dieser Eruptivgesteine geben die Untersuchungen v. SZENTPÉTERY-s Aufschluss (siehe den petrograpischen Teil). Die Gesteinsproben 2., 2a., 2b., 7., 17., 18., 20. und 20a stammen aus dem Gebiete von Šajna und W-lich von dieser Ortschaft aus dem Plava-Tale. Die Probe Nr. 17. wurde aus der äussersten W-lichen Partie dieses schnalen Porphyroidenzuges, W-lich Šajna aus dem unmittelbaren Liegenden des Koritnikkalkes gesammelt. Die Gesteinsproben 49., 50a., 51. und 52. stammen aus dem Gebiete der Ortschaften Monastirica und Struža im N-lichen Teile der Porphyroidengruppe. Alle diese Gesteinsproben wurden als ausgewalzte Granite, Porphyroide und Porphyritoide bestimmt ebenso, wie die schon erwähnte Gesteinsprobe Nr. 15. von Kari Kosine (Taf. IV., Fig. 1.). Nur die Probe Nr. 18. bei Krstes, am Rande des Koritnikkalkes stellte sich als ausgewalzter Quarzdiorit heraus. In den Gesteinsproben 7a. (bei Šajna), 22. (am Babasnica), 23. (bei Leštuna), sowie 44., 45., 45a. (Monastirica-Struža) sind härtere, felsenbildende Abarten der kristallinen Schiefer vertreten.

Es ist noch das Auftreten von basischen (grünen) Eruptivgesteinen mitten in der Porphyroidengruppe zu erwähnen : dieselben beschränken sich auf den Raum O-lich der Ortschaft Brodešan. Die Art des Vorkommens der gepressten Eruptivgesteine in diesem Raume ist genau dieselbe, wie sonst im Gebiete der Porphyroidengruppe, nur dass hier die harten Felsenpartien — ebenfalls in kristallinische Schiefer eingebettet — dicht nebeneinander und z. T. in buntem Wirrwarr vorkommen. Die Angabe der geologischen Karte deutet nur allgemein auf den Raum des Vorkommens hin, Details konnten hier nicht kartiert werden. Herrschend treten hier die in den Proben

Nr. 9. und 10. eingesammelten hellgrünlichen Gesteine auf, die durch v. SZENTPÉTERY als gepresste Granite von basischerem Typus bestimmt wurden, sonst aber von den übrigen, als ausgewalzte Granite bestimmten Gesteinen sich in ihrem Aussehen nicht unterscheiden. Die Gesteinsproben Nr. 9a. und 50. — die Fundstelle des letzteren liegt weiter O-lich an der Höhe, welche von der schon ausserhalb dem Bereiche meiner Karte gelegenen Kobilica-Kuppe nur mehr durch eine tiefe Einsattelung getrennt wird — wurden als Diabasschiefer bestimmt. Vom Rücken SO-lich Brodešan, gegen die Kari Kosine hinauf stammt die Gesteinsprobe Nr. 14., welche einen gepressten Uralitgabbro repräsentiert. Nr. 14a. und 14b. sind Abarten der kristallinen Schiefer, in denen dieses basische Eruptivgestein eingebettet erscheint.

Die Hauptmasse der Porphyroidengruppe im untersuchten Gebiete bildet einen Aufbruch, welcher im über 2000 m sich erhebenden Gebirgskamme Babasnica-Kari Kosine kulminiert. Im N wird sie stark heruntergedrückt und wird — wie erwähnt — in die Schiefergruppe von Prizren eingehüllt. Im allgemeinen besitzt sie die Hauptstreichrichtung von WSW-ONO, welche im N, sowie gegen W in die W-O-liche übergeht. Das herrschende Einfallen richtet sich steil gegen NW, bzw. N. Gegen NW unterteufen die Lagen der Porphyroidengruppe mit gleichem Einfallen die Serie der „Schiefergruppe" mit den aufruhenden Triaskalkmassen.

Im SW und S konnten keine näheren Untersuchungen angestellt werden. Im Tale gegen Restelica nimmt die Schiefergruppe einen bedeutenden Raum ein. Die Endigungen des Porphyroidenzuges gegen W, in der überschobenen Teilfalte bei Lebovišta, sowie in der schmal auftauchenden Falte im Plava-Tale W-lich Šajna, welche bis zum Koritnikkalke zu verfolgen war, wurden schon geschildert (S. 10. u. 16. und Taf. V., Fig. 1.).

Einen tiefen Einblick in die Zusammensetzung des Porphyroidenzuges gestattet im N-lichen Teile dieser Gruppe die tief eingeschnittene Talschlucht von Monastirica. An den mehrere 100 m hohen, steil entblössten Hängen dieses Tales O-lich Struža und im S bis zur Ortschaft Monastirica sieht man deutlich, wie die harten Felsenpartien als zerrissene und auskeilende Lagen im kristallinischen Schieferbette ruhen (siehe Taf. IV., Fig. 2.). Das steile N-liche Einfallen bleibt entlang dieses Tales herrschend. Wie man aber aus diesem Tale gegen W, dem Talsystem der Ortschaft Struža zu umschwenkt, bleiben die Felsenzüge aus, das Streichen nimmt die Richtung NO-SW an und gegen den Rand des triadischen Kalkes werden phyllitartige Schiefer vorherrschend.

In oberen Monastirica-Tale erscheint O-lich oben, nebst Porphyroiden, ein stark veränderter Diabasschiefer (Nr. 50. der Gesteinsbestimmungen, siehe auch weiter oben) in grösserer Ausdehnung. Hier befindet man sich an einer Höhe, welche von der Kobilica-Kuppe im SO nur mehr durch einen tiefen Sattel getrennt wird und hat man einen guten Ausblick gegen die Scheitelpartie des Berges,

welche aus einem deutlich gebankten Gestein besteht und ein mässiges Einfallen der Bänke gegen NO zeigt. Leider hatte ich keine Gelegenheit diesen Berg zu besuchen.

Baron NOPCSA unternahm und beschrieb eine Reiseroute, die von Prizren über Jablanica, dann nach S am Rücken gegen die Kari Kosine und Kobilica in das Talsystem von Kalkandelen hinunter führte.[1] Seine Beschreibung deckt sich mit meinen Beobachtungen. N-lich von Kari Kosine erwähnt er dunkelgrüne Amphibolgneise, die augenscheinlich Repräsentanten der gepressten basischen Eruptivgesteine sind. Am Passübergange und jenseits desselben, im Abstiege gegen Kalkandelen — also in Gebieten, die ich nicht besuchte — konstatierte Baron NOPCSA das Vorkommen von „schieferigen, dichten, grauen Kalkschiefern mit quarzreichen Phyllitzwischenlagen“, am Kamme mit NW-lichem, weiter unten mit N-lichem Einfallen. Weiter gegen Kalkandelen zu wurden ausschliesslich nur die Gesteine der metamorphen Sedimente angetroffen, welche eine „zirka O-W streichende Synklinale bilden“.

Die Angaben früherer Autoren über die Zusammensetzung des Berges Kobilica finden wir ebenfalls bei Baron NOPCSA zusammengestellt.[2] Notizen über die Kobilicabesteigung stammen von BOUÉ, GRISEBACH und VIQUESNEL. Der Protogin BOUÉ-s, bzw. „talkiger Gneis“ VIQUESNEL-s unterhalb des Kobilica-Kalkes entspricht höchstwahrscheinlich den Lagen von gepresstem Granit, bzw. von Porphyroiden, welche in den kristallinen Schiefern meiner oben geschilderten „Porphyroidengruppe“ enthalten sind. Dass die Kuppe des Berges Kobilica selbst aus einer einheitlichen, gut gebankten, grösseren Gesteinsmasse besteht, zeigt schon — wie erwähnt — ihr Anblick von NW her. VIQUESNEL fand hier blauschwarzen, stellenweise sehr quarzreichen Kalk. Nach GRISEBACH soll dieser Kalk mit dem der Ljubotrn-Spitze (Ljubeten) identisch sein. Letzterer, den NO-lichsten Sporn des Šar-Gebirges bildender Gebirgsteil wurde während des Weltkrieges durch GRIPP besucht und als ein mächtiger, ungeschichteter Marmorklotz beschrieben, welcher stark gefalteten kristallinischen Schiefern z. T. von gneisartiger Beschaffenheit und mit klippenförmig überragenden, keilartig eingeschalteten Marmorbändern an einer horizontalen Ebene diskordant aufruht.[3] OESTREICH nennt das Gestein des Ljubotrn-Gipfels weisslichen, kristallinischen Kalk und beschreibt vom Kamme des Kobilica in Wechsellagerung durchstreichende Kalke und Schiefer.[4]

Beim heutigen Stande unserer Kenntnisse über dieses Gebiet können diese Kalkmassen am Kobilica und am Ljubotrn nicht

1. NOPCSA: l. c. S. 94.
2. NOPCSA: l. c: S. 96.
3. GRIPP: Die Gebirge um Üsküb. (Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin, 1921. S. 263.) und Beiträge z. Geologie v. Mazedonien. (Hamburgische Universität. Abhandl. a. d. Gebiet d. Auslandskunde, Bd. 7. Reihe C. Naturwiss. Bd. 3. S. 14. Hamburg, 1922.)
4. OESTREICH: l. c. S. 341. und 344.

anders, als den triadischen Kalken meines Arbeitgebietes entschprechende Gebilde aufgefasst werden, wie es auch durch KOSSMAT getan wurde.[1] Bei meinen Schilderungen der triadischen Kalke am Koritnik etc. wurde wiederholt erwähnt, dass diese Gesteine zum grossen Teile von kristallinisch-körniger Struktur sind.[2] GRIPP nennt den Kalk des Ljubotrn ungeschichteten Marmor und somit scheint diese — wie angenommen, triadische — Kalkdecke einen noch höheren Grad der Metamorphose zu zeigen, wie an den anderen genannten Stellen. Auch scheinen hier am Ljubotrn und Kubilica die „Prizrener Schiefer", welche in meinem Arbeitsgebiete die konsequente unmittelbare Unterlage der triadischen Kalke bilden, zu fehlen. Als Beispiel dafür, dass triadischer Kalk auch unmittelbar auf die Porphyroidengruppe zu lagern kommen kann, dient die einzige Stelle meines Arbeitsgebietes, die ich O-lich Brodešan fand und auf S. 10. schon erwähnte.

Ob die von KOSSMAT angenommene triadische Kalkmasse am Babasnica[3] tatsächlich existiert, konnte nicht entschieden werden. KOSSMAT-s Gebirgsgruppe „Babasnica" bedeutet nämlich diejenige der alten Karten. Die topograpische Neuaufnahme hat hier grosse Veränderungen gebracht und O-lich Brod eine bis jetzt ganz unbekannte, bedeutende Gebirgsgruppe (Turčin) konstatiert. Die Kuppe Babasnica der neuen Karte selbst besteht aus kristallinischen Schiefern der Porphyroidengruppe (die Gesteinsprobe Nr. 22. wurde von der Kote gesammelt), über die geologische Beschaffenheit der Gebirgsgruppe Turčin kann ich aber gar nichts berichten. Dass aber triadische Kalke noch weiter im SO vorkommen, darüber wird im folgenden Kapitel berichtet.

4. Das Tal von Restelica.

Die Umgebung des Tales von Restelica nimmt den S-lichen Teil meines Arbeitsgebietes ein. Ich behandle sie unter einem besonderen Kapitel hauptsächlich deswegen, weil sich zwischen dem N-lichen und S-lichen Raum meines Arbeitsgebietes eine Lücke einschaltet, die ich anlässlich des Hin- und Hermarsches nach und von Restelica zwar zweimal durchquerte, ich konnte aber hier nur flüchtige Beobachtungen anstellen, die später nicht mehr ergänzt werden konnten. Die Angaben meiner geologischen Karte in Raume, wo die Ortschaften Vranici, Globočica und Kruševo sich befinden, sollen daher nur andeutungsweise die an einzelnen Punkten gestellten Beobachtungen illustrieren und können keinen Anspruch auf das genaue Darstellen der Verbreitung und Situation der einzelnen Formationsglieder erheben. Während eines 4-tägigen Aufenthaltes in

1. KOSSMAT: l. c. S. 77.
2. Siehe auch NOVACK: Centr. bl. f. Min. etc. 1925, S. 87.
3. KOSSMAT: l. c. S. 42. und 77.

Restelica konnten Detailuntersuchungen nur in der Umgebung des oberen Restelica-Tales durchgeführt werden.

An der Strasse gegen Vranici, sowie am Wege von hier nach Globočica trifft man die Gruppe der weniger metamorphosierten Schiefer, mit ihren sanften, abgerundeten Oberflächenformen, nur an der Kuppe mit der Kote 1581 m. O-lich Borja sieht man harte Felsenpartien anstehend, in denen höchstwahrscheinlich die Gesteine der Porphyroidengruppe vertreten sind. Oberhalb Globočica kommen dynamometamorphe Eruptivgesteine vor, die mit denen O-lich Brodešan (gepresste Granite) identisch zu sein scheinen. Gesteinsproben habe ich von hier keine mitgebracht. Am Wege S-lich Globočica trifft man einen Lagergang gepressten Quarzporphyrs (Nr. 25. der Gesteinsbestimmungen) und dasselbe Gestein wiederholt sich in der Mächtigkeit von 1 m in zwei zerrissenen Partien kurz vor Kruševo (Nr. 21.). Das Gestein ist demjenigen im Gebiete S-lich Prizren gleich, nur ist es durch die gebirgsbildenden Kräfte mehr hergenommen worden, wie jene.

Sobald man das Tal des tief eingeschnittenen Baches Reka Restelicas betritt, findet man sich mitten in einer äusserst stark gefalteten und z. T. ausgewalzten Schiefergruppe, welche NW-lich Kruševo durchwegs das steile Einfallen gegen S bzw. SSO zeigt. Die Gesteine, die hier an steilen Hängen glänzend aufgeschlossen erscheinen, sind die typischen Vertreter der Phyllitformation. Graue, rötliche und grüne Gesteine wechseln hier ab, die stark verkieselten Lagen derselben bilden bizarre Felsenpartien. Dünne Einlagerungen eines dunkelgrauen Kalkschiefers treten hier noch spärl ch auf, sie werden erst im oberen Restelica-Tale vorherrschend. Vertreter der weniger veränderten „Prizrener Schiefer", sowie die Sandsteine jener Gegend kommen hier nicht vor und im Ganzen zeigt hier die Schiefergruppe einen solchen Grad der Faltungen und Ausquetschungen, den man in der Umgebung von Prizren nicht wiederfindet.

O-lich Kruševo, sich bis zur Ortschaft Zlipotok ausbreitend, nimmt die Oberfläche eine triadische Kalkmasse — den Schiefern diskordant aufruhend — ein.

Der Taleinschnitt erscheint zwischen Kruševo und Restelica besonders tief und ist mit Tannenwald bedeckt. Das Einfallen der Phyllitformation wendet sich hier steil gegen NO bzw. O. Wenn man im Tale hinauf die Ortschaft Restelica verlässt, wendet sich die Einfallsrichtung der Schichten gegen SO und es werden die Kalkschiefer-Einlagerungen immer häufiger, wo dann zuoberst massige Kalke und dolomitische Kalke erscheinen, die durch eine Grünschieferformation überschoben werden. Diese Verhältnisse werden im Profile der Fig. 2. auf der Tafel V. dargestellt.

Es liegt hier im oberen Restelica-Tale scheinbar eine zusammenhägende Schichtenreihe von den metamorphen Schiefern bis zu den (wahrscheinlich mittel-)triadischen Kalken hinauf vor. Die Kalkschiefereinlagerungen, in denen organische Reste nicht entdeckt

werden konnten, werden nach oben immer dichter und von bedeutenderer Mächtigkeit. Eine deutliche Grenze gegen die zuoberst liegenden, massigen Kalke von triadischem Habitus war hier nicht zu unterscheiden. An der geologischen Karte wurde der Kalk schematisch, mit den gegen unten sich einsetztenden Schieferlagen zusammen, als eine einheitliche Masse dargestellt. Die obere Partie dieser Masse, oberhalb der Kalkschiefer, besteht aus einem hellgrauen, deutlich gebankten Kalke von der Mächtigkeit von mindestens 50-70 m, darüber folgt weisslicher, dolomitischer Kalk und zuoberst roter Kalk, welch letzterer an der Grenze der Überschiebung liegt, ausgewalzt und in hohem Grade verkieselt erscheint. Die unmittelbare Unterlage der aufgeschobenen Grünschieferformation wird durch eine Lage aus rötlichen, seidenglänzenden, blätterigen Schiefern gebildet, welche abgerissene Blöcke des darunter ausgequetschten, roten Kieselkalkes enthält.

Tafel VI., Fig. 2. gibt eine Ansicht über die obere Partie dieser Kalkmasse im Restelica-Tale.

Die Überschiebung kann in glänzenden Aufschlüssen auf beiden Seiten in der Streichrichtung verfolgt werden. Nach N zieht sich diese Linie bis zum Sattel O-lich Restelica hinauf. Die Kalkmasse hat ihre Fortsetzung im N, unten im Tale Bellasdrana, welches sich gegen die Ortschaft Brod richtet. Die äusserst wilde Felsenpartie hier unten in der Talschlucht (siehe Tafel VI., Fig. 2.) besteht aus Kalkstein und verkieseltem Dolomit. Die Höhe beiderseits dieser Felsen und auch das Tal weiter oben wird von den Gesteinen der überschobenen Grünschieferformation aufgebaut. Die Kalkmasse des Tales von Restelica hat seine Fortsetzung auch im S. W-lich der Höhe Rubija schneidet ein Tal die Berührungslinie Kalkstein-Grünschiefer ebenfalls durch. Am Hange des Rubija selbst erscheinen noch die roten Kieselkalke unterhalb der überschobenen Grünschiefer, an der SW-lichen Tallehne verschwinden aber die roten Kalke unterhalb der Schieferdecke und dieselbe tritt mit den tieferen, hellgrauen Kalken in unmittelbare Berührung. Hier endet die zusammenhängende Kalkmasse des oberen Restelica-Tales, die im genannten Tale aufgeschlossene Serie im Liegenden des Triaskalkes kann hier weiter W-lich nicht wiedergefunden werden. Die Schichten erscheinen hier stark zusammengedrängt. Die NO-SW verlaufende Streichrichtung des oberen Restelica-Tales nimmt im Talsystem W-lich des Rubija diejenige bei der Ortschaft Restelica an, d. h. sie biegt sich etwas gegen S um. Mit steilem Einfallen finden wir hier Schollen des triadischen Kalkes mit den liegenden Schiefern verschuppt, doch von S her durch die Grünschiefer überschoben.

Obzwar Versteinerungen auch hier, im Gebiete von Restelica nirgends zu finden waren, kann nicht gezweifelt werden, dass wir es hier mit mittel- bis obertriadischen Kalkmassen zu tun haben. Im Tale von Restelica liegt uns im grossen Ganzen ein — allerdings verminderter — Gegenflügel zu demjenigen des Koritnik und seiner NO-lichen Verlängerung vor, unser Porphyroidenzug Kari-Kosine

Babasnica kann aber als ein Aufbruch zwischen diesen beiden Flügeln aufgefasst werden.

Im Schiefergebiete selbst, welches das Liegende der triadischen Kalke von Restelica im NW bildet, sind noch zwei Räume zu erwähnen.

An der Kuppe mit der Kote 2180 m kommen dynamomorphe Eruptivgesteine vor, die sich als ausgewaltze Granite herausstellten (Nr. 38. der Gesteinsbestimmungen), die also von dem Typus der Gesteine der Porphyroidengruppe sind.

O-lich der Ortschaft Zlipotok kommen in einem engumschriebenen Raume basische Eruptivgesteine vor. Von hier stammen die Gesteinsproben Nr. 41., 42., und 43., die bei der petrographischen Untersuchung als verschiedene Abarten von Gabbro sich herausstellten.

Nun soll noch die als eine überschobene Decke geschilderte Grünschieferformation näher erörtert werden. Sie wurde in meiner geologischen Karte mit einem besonderen Zeichen ausgeschieden, erstens wegen ihrer tektonischen Position und zweitens wegen der petrographischen Zusammensetzung ihrer Gesteinsserie.

Ein auffallender Gegensatz zeigt sich in der Lagerung der beiden Gesteinsserien, wenn man aus dem Bereiche der paläozoischen und triadischen Bildungen unten im Tale von Restelica auf das aus den Grünschiefern aufgebaute Plateau hinaufsteigt. Die Schichten der Schiefer-Kalkstein-Serie unten im Tale sind steilgestellt und tektonisch äusserst stark hergenommen, die Grünschiefer oben zeigen ruhige, z. T. wellenförmige Lagerung. Es herrschen hier oben Neigungswinkel von 5—10°, man findet z. T. sogar horizontale Lagerung (Siehe Tafel VI. Fig. 1.).

In der Gesteinsbeschaffenheit der Gruppe von grünen Schiefern findet man charakteristische Züge, die sonst in meinem Arbeitsgebiete nicht vorkommen. Es ist eine Serie aus kristallinischen Schiefern, in denen neben verschiedenen Arten von z. T. stark verkieselten Phylliten hellgrüne Schiefergesteine die Hauptrolle spielen und der ganzen Schichtgruppe ein höchst charakteristisches Aussehen verleihen. Die mitgebrachten Proben dieser Gesteine, diejenigen mit den Nr.-n 28. und 31. stellten sich anlässlich der petrographischen Bearbeitung als kalkige Epidotphyllite, sowie Epidotchloritphyllite heraus (siehe die Gesteinsbestimmungen). Das etwas dunkler grüne Gestein, aus welchem die Kuppe Prva Vrača aufgebaut ist, stellt einen chloritischen Epidotamphibolit dar (Nr. 30.). Diese Gesteine können z. T. als basische Eruptivgesteine gedeutet werden.

N-lich der Kuppe Prva Vrača kommen Einlagerungen eines weissen und z. T. rosenrot-gelblichen Marmors von geringer Mächtigkeit in der Grünschiefergruppe vor. Die Gesteine, die dieses Marmorlager unmittelbar einschliessen, sind hellgrüne (Nr. 36. ein dichter Serizitphyllit) und braune, seidenglänzende Phyllite (letztere unter Nr. 36a. als Eisentonschiefer bestimmt), sowie das Gestein Nr. 36b, ein graphitischer Epidotchloritphyllit. Der Marmor selbst sondert sich in dünnen Platten ab und ist von so ausgesprochen kristallinischer

Beschaffenheit, wie ich sie sonst nirgends in meinem Arbeitsgebiete beobachten konnte. Er stimmt vollkommen mit dem Gestein überein, welches ich aus dem Gebiete von Plav in Nordalbanien als eine Varietät der „Klippenkalke", in der metamorph-paläozoischen Schiefergruppe, an anderer Stelle beschrieb.[1]

Die Grünsteinformation reicht im SO bis zum Kamm des Šar-Gebirges, in den Kuppen Srednja Vrača, Prva Vrača, Bela Karpa, Dedelbek. Sie verbreitet sich in ihrer Streichrichtung gegen NO, im W wird sie aber (W-lich der Čafa Restelica) durch Eisenserizitphyllite (Nr. 33. der Gesteinsbestimmungen) in herrschender Ausbildung abgelöst.

Herr Baron NOPCSA hatte einmal — während seines mehrjährigen Aufenhaltes in Albanien — Gelegenheit gehabt, eine Route von Kaliz (am Fusse des Korab-Gebirges) über Restelica nach Prizren zu unternehmen. Er hatte die Freundlichkeit mir die Aufzeichnungen seines Tagebuches über diese Route zu zeigen. Von Kaliz bis zum Abstiege gegen Restelica beobachtete er nur die verschiedenen Arten der metamorphosierten Schiefergruppe und konstatierte das völlige Fehlen von typischen Permkonglomeraten. Vor Restelica beobachtete schon er das Vorkommen von weissen, gelblichen und roten Plattenkalken.

III. STRATIGRAPHISCHE UND TEKTONISCHE ZUSAMMENFASSUNG.

Es scheint mir diese Aufgabe umso leichter vollzogen werden zu können, da heute schon geologische Angaben aus mehreren Stellen der Umgebung meines Arbeitsgebietes vorliegen, durch weit sich ausbreitende, eigene Untersuchungen KOSSMAT-s ergänzt und durch denselben Autor in ein einheitliches Bild zusammengefasst wurden.[2] Meine Aufgabe wäre daher die Resultate meiner Untersuchungen einem schon vorhandenen festen Rahmen einzufügen. Zwischen dem Gebiete um Prizren (Baron NOPCSA) und demjenigen im S um Debra herum (KOSSMAT-s Arbeitsgebiet)[3] fehlten wissenschaftliche Feststellungen. bis in die letzte Zeit vollständig. GRIPP-s Angaben über das Gebiet O-lich vom Korab-Gebrige[4] und die Resultate meiner Untersuchungen sollen diese Lücke womöglich ausfüllen.

KOSSMAT-s Verdienst ist den SW-lichen Teil der Rhodope-Region unter den Nahmen des „Pelagonischen Massiv"-s abtrennen zu können. Dieses Massiv — bestehend aus Granitgneisen — trägt an seiner Ostflanke eine Serie von Hüllsedimenten und wird hier

1. ROTH v. TELEGD: Neues Jahrbuch für Min. etc. Sonderbd. I., S. 446.
2. KOSSMAT: Geologie der zentralen Balkanhalbinsel.
3. KOSSMAT: l. c. S. 61.
4. GRIPP: Hamburgische Universität l. c. S. 33.

durch einen eingefalteten Ophiolit-Oberkreide-Zug, die sogenannte „Vardar-Zone" von der Rhodope-Region selbst abgetrennt.

Diese Ostflanke des Pelagonischen Massivs und die Vardar-Zone bildeten den Hauptgegenstand der Untersuchungen KOSSMAT-s. In der Serie der Hüllsedimente konnte er hier verschiedene Glieder unterscheiden. An das Zentral-Massiv schliessen sich hochkristalline Gesteine an, eine Glimmerschiefer-Marmor-Serie, die sog. Trojaci-Serie, welche durch mächtige Marmor-Einlagerungen, Cipollinolager und stellenweise durch Glaukophangesteine charakterisiert sind. Diese Serie dürfte algonkischen Alters sein. Die altpaläozoische sog. Kačanik-Veles-Serie, welche die Unterlage einer mächtigen Karbonschiefer-Serie bildet, besteht aus Phylliten, Quarzphylliten und Serizitquarziten und enthält Marmorzüge, die in Kalkglimmerschiefer und Kalkphyllite übergehen, sowie Grünschiefer in Form von Plagioklas- und Zoisit-Epidot-Amphiboliten und Chloritschiefer. Die Schiefer-Sandstein-Gruppe des Karbons, permische Konglomerate, Werfener Schichten (mit Fossilien) und Kalksteine der mittleren und oberen Trias (an einer Stelle mit Megalodonten) konnten hier, in der Ostflanke des Pelagonischen Massivs gut unterschieden werden.

Im NW dieses Massivs wird die Oberfläche von einer mächtigen Schichtenserie eingenommen, deren Gesteinsbeschaffenheit sozusagen ohne Ausnahme die Merkmale einer regionalen Metamorphose zeigt. Diese Serie wird nach oben im W durch Kalkmassen abgegrenzt, die selbst noch zum grossen Teile halbkristallinisch sind, keine Fossilien aufweisen, doch durch ihre petrographische Zusammensetzung als mittel — bis obertriadische Bildungen zu erkennen sind. Es sind dies die Kalkmassen bei Prizren, der Koritnik und der Djalica Lumës, die demjenigen Triasschichtkopf angehören, welcher die inneralbanische — die transgredierende Oberkreide (Bështrik) tragende — Ophiolit- und Schieferhornstein-Formation gegen O ablöst und seine Fortsetzung im S entlang des Schwarzen Drin hat.

Das Gebiet, welches in seinem geologischen Aufbau in den vorangehenden Kapiteln detailliert geschildert wurde, fällt insgesamt dem genannten Triaskalkschichtkopfe und dem Liegenden desselben zu. Letzteres besteht vorherrschend aus metamorphen Schiefern und soll daher im allgemeinen ältere Bildungen repräsentieren, als die Triaskalke selbst sind. Man hat die Erfahrung machen können, dass die Metamorphose der Schiefer im unmittelbaren Liegenden des Triasschichtkopfes eine geringere ist, wie weiter, mitten im Schiefergebiete. Die Kalkmassen ruhen aber den durch die gebirgsbildenden Kräfte in viel grösserem Masse deformierten Schieferbildungen diskordant auf so, dass eine zusammenhängende Serie von den Schiefern in den Kalk hinauf entlang des O-lichen Triasschichtkopfes von Prizren bis zum Luma-Durchbruche nicht beobachtet werden kann. Einzelne abgetrennte Triaskalkpartien kommen auch mitten im Schiefergebiete vor und unter denen hat man bei derjeningen von Restelica ein Profil kennen lernen können (siehe das Profil in Fig. 2. der Taf. V.), wo man noch am ehesten auf ein sukzessives Übergehen

aus der Kalkschieferlagen enthaltenden Schieferformation in die massigen Kalke nach oben denken könnte.

Beim Versuche, in die Schieferserie meines Arbeitsgebietes eine stratigraphische Ordnung zu bringen, macht der Umstand grosse Schwierigkeiten, dass hier durch Fossilien gekennzeichnete Werfener Schichten, sowie typische Permbildungen in grösseren zusammenhängenden Massen, nicht unterschieden werden können. Verrukanoartige Konglomerate, rote Grödener Sandsteine, oder aber auf marine Fazies hinweisende *Bellerophon*kalke kommen hier nicht vor.

Das metamorphe Schiefergebiet der Gora und des Šar-Gebirges gehört zu demjenigen, entlang der Dinariden zusammenhängend zu verfolgenden Zuge, welcher durch KOSSMAT „innerdinarische Schiefer-Grauwackenzone" benannt wurde.[1] In dieser Zone sind aber im allgemeinen Permbildungen von der Beschaffenheit, wie es oben erwähnt wurde, sehr verbreitet und zur stratigraphischen Orientierung in der Gesteinsserie dieser Zone besonders gut geeignet.

Ich konnte an der montenegrinischen Grenze, im Schiefergebiete von Plav, aus roten Sandsteinen, Breccien und Quarziten bestehende, grössere permische Einheiten gut unterscheiden.[2] Dieses Gebiet fällt in die NW-liche Verlängerung des Šar-Gebirges, von letzterem durch die tief niedergedrückte Zone des Ophiolit-Oberkreidezuges (der Merdita) getrennt.[3] Im tektonisch sehr stark in Anspruch genommenen Plaver Winkel beginnt gegen NW eine grössere Schiefer-Grauwackenzone, in welcher die stratigraphische Orientierung meistens ohne Schwierigkeit möglich ist. Unstimmigkeiten können hier beim Abtrennen der in gleicher Fazies entwickelten Werfener Schichten von den Permbildungen vorkommen, letztere heben sich aber durch eine deutliche Diskordanz von den Karbonbildungen scharf ab. Die Karbonschichten sind in den Schiefer-Grauwackenzonen der Dinariden, nach ihrer Ausbildung in Form von dunklen, dünnspaltenden Tonschiefern mit feinglimmerigen Schichtflächen und Sandsteineinlagerungen umso weniger zu verkennen, da sie an mehreren Stellen Einlagerungen von fossilführenden Kalksteinen (Krinoidenkalke bei Plav) enthalten.

Von den Kalkschiefern, die als Einlagerungen in der Schieferserie meines Arbeitsgebietes vorkommen, untersuchte ich mehrere Gesteinsproben in Dünnschliffen, es konnten in ihnen aber keine Spuren von organischen Resten entdeckt werden.

Wenn wir uns vom Šar-Gebirge gegen SW, oder nach S entfernen, erscheinen die paläozoisch-untertriadischen Schichtenserien wieder in der üblichen, gut zu erkennenden Ausbildung. Wie schon erwähnt wurde, fiel schon Baron NOPCSA das Fehlen von Permkonglomeraten auf seinem Marsche vom Korab-Gebirge nach Prizren

1. KOSSMAT: l. c. S. 53.
2. ROTH v. TELEGD: l. c. S. 439. und 458.
3. Siehe KOSSMAT-s Übersichtskarte, l. c. S. 171.

auf, wogegen er diese Bildungen im Gebiete W-lich vom Korab gegen den Schwarzen Drin, zwischen diesem Gebirge und der Ortschaft Ujmište an mehreren Stellen antraf.[1] Durch NOWACK wurden im Schwarzen Drin-Tale besonders bei der Ortschaft Reč ebenfalls echte Verrukanogesteine, sowie rote Schiefer mit bunten Kalken verknüpft in breiten Streifen konstatiert.[2] Über das Gebiet S-lich des Korab-Gebirges aber, welches durch die Stadt Debra, die Ochrida-und Prespa-Seen und durch Monastir begrenzt wird, sind wir auf Grund KOSSMAT-s Untersuchungen gut unterrichtet.[3] Es ist die Fortsetzung meines Arbeitsgebietes nach S und als aus einer paläozoisch-triadischen Schichtenserie aufgebaut, deutlich zu erkennen. Die Auflagerung der triadischen Kalkmassen ist hier derart flach, dass O-lich des am Schwarzen Drin zusammenhängenden Kalkgebietes mehr oder minder isolierte Denudationsreste des Kalksteines als Schollen dem Schiefergebiet aufsitzen. Es wurde hier eine ziemlich komplizierte Tektonik gefunden, doch konnten noch im Profile Debra-Kičevo in der Schieferunterlage Werfener Schichten mit einer Gypseinlagerung von mehreren 100 Metern, sowie Permquarzite, Quarzkonglomerate mit bis faustgrossen Quarzgeröllen und „auf den ersten Blick erkennbare“ Karbonschiefer unterschieden werden. Diese Schichtenreihe bleibt gegen O bis zum Rande des Pelagonischen Massivs gleich und verschwindet hier an einer Überschiebungslinie. Bei Kičevo werden nämlich Triaskalke durch typische Zweiglimmergneise der pelagonischen Zentralmasse überschoben. Die Serie verschiedener phyllitischer Gesteine und Porphyroide, die in meinem Arbeitsgebiete im Šar-Gebirge vorherrschend auftreten, wird aus dem Profile Kičevo-Debra nicht erwähnt.

KOSSMAT-s Profil Kičevo-Debra ging quer über das untere Radica-Tal. Im oberen Radica-Tale, O-lich des Korab Gebirges, schon in unmittelbarer Nachbarschaft meines Gebietes, wurden durch GRIPP geologische Untersuchungen durchgeführt. Schon er hebt den grossen Unterschied, welcher im Aufbau des oberen Radica-Tales gegenüber dem unteren sich zeigt, hervor.[4] „Die aus dem unteren Radica-Tale beschriebene Zone karbonischer Tonschiefer und überlagernder, roter Sandteine, Quarzkonglomerate und Schiefer permotriadischen Alters, setzt sich hier nicht in gleicher Ausbildung fort.“ Die Gesteinsmassen, aus denen die Korabgipfel aufgebaut sind, werden von GRIPP als weisser Marmor und Dolomit bezeichnet. Sie lagern diskordant einer Schiefer-Marmorserie auf, welche an vielen Stellen Diabase und Tuffe enthält. Unter den Marmorlagen dieser Serie, die z. T. von bedeutenderer Mächtigkeit sind, befinden sich auch Züge aus Trochiten-Marmor, die mit den permokarbonischen Krinoidenkalkeinlagerungen in Bosnien und Nordalbanien parallelgestellt werden.

1. NOPCSA: Mitteil. d. Geol Gesellschaft Wien, Bd. I. 1908, S. 109.
2. NOVACK: Centralblatt f. Min, etc. 1925, Abt. B. S. 88.
3. Siehe KOSSMAT-s geol. Karte 1. c. und S. 37—40.
4. GRIPP: 1. c. Hamburgische Universität, S. 41.

Die Schieferunterlage des Korabkalkes fällt in die Streichrichtung der Grünschieferformation, die ich aus dem Gebiete S-lich Restelica beschrieb. Sie scheint eine ähnliche Zusammensetzung zu besitzen, nur sind hier die Marmoreinlagerungen in viel grösserer Häufigkeit und Mächtigkeit vertreten, wie bei Restelica. Ob die durch GRIPP beschriebenen Diabase und Tuffe ähnliche Bildungen sind, wie die Epidotchloritphyllite und Epidotamphibolite der Gegend von Restelica, oder aber — was wahrscheinlicher erscheint — denjenigen Gesteinen gleichen, die als basische Eruptiva aus meiner Porphyroidengruppe und aus dem Schiefergebiete von Grčare bei Prizren, sowie von Zlipotok beschrieben wurden, kann nicht entschieden werden. Die petrographische Zusammensetzung meiner Grünschieferformation stimmt vollkommen mit der Beschreibung überein, die KOSSMAT über die Grünschiefer seiner Veles-Serie gibt, welche von ihm zum Altpaläozoikum gestellt wird. Eins ist sicher: dass nämlich im Šar-Gebirge und O-lich vom Korab Bildungen auftreten, die weiter S-lich nicht mehr vorkommen.

Hier im S, zwischen Kičevo und Monastir, konnte KOSSMAT eine weitgehende Westwärtsbewegung der Pelagonischen Zentralmasse, eine Überschiebung derselben feststellen, wodurch die typischen Gneisgranite des Massivs mit Karbonschiefern und permotriadischen Bildungen in unmittelbare Berührung gebracht worden sind und so die tieferen Glieder der sedimentären Serie ausfielen.

In die N-liche Partie des pelagonischen Massivs, in das Gebiet O-lich des oberen Vardar-Flusses, greifen gegen O mächtige, abgesunkene Schollen der paläozoisch-triadischen Sedimenthülle tief ein. Es sind dies die durch die bedeutenden Triaskalkmassen des Jakupica-Gebirges und des Zeden bedeckten, weit ausgedehnten Gebirgspartien, welche vom Vardar-Flusse gegen O bis zu den pelagonischen Gneisgraniten der Kadina- und Babuna-Gegend sich ausbreiten.

Dass die Linie des oberen Vardar-Flusses, der steile Abbruch des Šar-Gebirges gegen O, dem Becken von Kalkandelen zu eine auch durch Thermen gekennzeichnete Bruchlinie repräsentiert, wurde durch Baron NOPCSA zum erstenmale hervorgehoben.[1]

Bei solcher Auffassung der tektonischen Position des nur sehr wenig bekannten Jakupica-Gebirges als einer eingesunkenen Scholle, findet der Umstand seine Erklärung, dass die mächtige Serie der paläozoischen und vorpaläozoischen Hüllsedimente an den Rändern des Triaskalkes der Jakupica-Masse den Gneisgraniten des pelagonischen Massivs gegenüber äusserst reduziert vorkommen, wie es durch KOSSMAT und GRIPP im Markova-Tale[2] und im Profile zum höchsten Gipfel des Jakupica-Gebirges, den Solunska[3] beobachtet

1. NOPCSA: l. c. S. 97.
2. KOSSMAT: l. c. S. 67 und 79.
3. GRIPP: Hamburgische Univ. S. 35

wurde. Im W-lichen Liegenden des Triaskalkes, am Jakupica-Gebirge kommt eine Schichtenserie vor, welche die Marmorzüge der Suha Gora enthält. Auf Grund von GRIPP-s Beobachtungen, welcher bei Turcane, am Südende des Beckens von Kalkandelen, im Liegenden der Marmorserie der Suha Gora Cipolline, Glaukophangesteine etc. fand,[1] d. h, eine Gesteinsvergesellschaftung, welche mit jener der Trojaci-Serie an der Strasse Kalkandelen-Üsküb[2] identisch ist, glaubt es KOSSMAT als wahrscheinlich dahinstellen zu können, dass die Suha Gora einen zusammenhängenden Zug der gegen die Jakupica-Kalkdecke nach SO einfallenden Trojaci-Serie repräsentiert, welche mit derjenigen am Vodno bei Üsküb[3] in direkter Verbindung steht.

Weiter im W, jenseits des Vardar-Flusses, in meinem Arbeitsgebiete kommen diese hochmetamorphen Hüllsedimente des Pelagonischen Massivs nicht mehr zum Vorschein.

Das völlige Fehlen von Gesteinsserien mit permotriadischem Habitus im Umkreise der Gebirgsschollen des Jakupica und des Zeden wird durch KOSSMAT ebenso hervorgehoben, wie im Gebiete O-lich des Korab-Gebirges durch GRIPP.

Nun sind wir an die Grenzen meines Arbeitsgebietes von O und S her angelangt. Es ist hier nichts, was als Trojaci-Serie gedeutet werden könnte, die Grünschieferformation von Restelica aber kann — wie erwähnt — auf Grund ihrer petrographischen Beschaffenheit mit den Grünschiefern der altpaläozoischen Kačanik-Veles-Serie KOSSMAT-s identifiziert werden. Sie bedeckt entlang einer gegen NW gerichteten Überschiebung triadische Kalkschollen und nimmt den Kamm des S-lichen Šar-Gebirges ein. Was sonst als Unterlage der triadischen Kalke in meinem Arbeitsgebiete vorkommt, — wenn da überhaupt eine ununterbrochene Schichtenserie vorhanden wäre — müsste grösstenteils zum Permokarbon und eventuell zur unteren Trias gestellt werden.

Est is aber wiederholt betont worden, dass die Triaskalkschollen die Schieferformation diskordant überlagern und an der einzigen Stelle, wo scheinbar eine zusammenhägende Serie bis in die massigen triadischen Dolomite und Kalke hinauf vorliegt, — im Tale von Restelica nämlich — macht die Unterlage der triadischen Kalke: Kalkschiefer, die mit Phylliten wechsellagernd nach unten in typische Phyllitformation übergehen, keinesfalls den Eindruck von Werfener Schichten.

Wo also Bildungen, die mit Werfener Schichten, oder mit permischen Sandsteinen und Konglomeraten identifiziert werden könnten, in dem Gebiete vollständig fehlen, müssen wir daran denken, dass hier, im diskordanten Liegenden der Trias-

1. GRIPP: l. c. S. 35.
2. Zuerst erwähnt durch Baron NOPCSA: l. c. S. 100.
3. KOSSMAT: l. c S. 65.

kalkschollen, überhaupt nur ältere Glieder der paläozoischen Formation vorliegen.

Die Zusammensetzung der „ Prizrener Schiefer“ stimmt am besten mit den Beschreibungen überein, die von den Karbon- und Permokarbon-Schiefern der Schiefer- Grauwackeformationen der Dinariden gegeben werden. Die Prizrener Schiefer bilden eine Schichtenserie von bedeutender Mächtigkeit und sind durch grosse Armut an kalkigen Gesteinen ausgezeichnet. Ausser den kalkigen Zwischenlagen in der Phyllitgruppe des Restelica-Tales kommen noch schieferige Kalkeinlagerungen nach Baron NOPCSA-s Beschreibungen am Kobilica-Sattel und im Abstiege von hier gegen Kalkandelen in nennenswerterer Häufigkeit vor[1]; sonst sind sie aber äusserst selten.

Charakteristisch für das Šar-Gebirge ist das Auftreten der Porphyroidengruppe, welche den N-lichen Teil des W-lichen Šar-Gebirges zwischen Rečanje und Babasnica einnimmt. Dieser Porphyroidenzug bildet mit seinem gegen O gerichteten und dann gegen NO sich wendenden Streichen einen Aufbruch in dem Schiefergebiete, welches sich zwischen dem Koritnik und dem Gegenflügel bei Restelica zusammenhängend ausbreitet.

Die Porphyroide scheinen in den Schiefer-Grauwackengebieten der Dinariden überhaupt ziemlich verbreitet zu sein. Im Mittelbosnischen Schiefergebiete spielen nach KATZER[2] die Porphyroide eine wichtige Rolle. Sie stellen durch Dynamiometamorphose schieferig gewordene Gänge und Intrusivlager dar, die zu den ausgedehnten jungpaläozoischen Quarzporphyrergüssen des Gebirges gehören. Zum Teil werden diese Porphyroide durch KATZER als anlässlich der Gebirgsbildung zur Tiefe abgesunkene und zugleich stark zusammengepresste Partien der Quarzporphyrergüsse aufgefasst[3].

Dynamometamorphe Granite, Quarzdiorite, Porphyroide und Porphyritoide wurden von mir im Plaver Schiefergebiete in grösserer Ausdehnung festgestellt.[4] Hier kommen sie in ganz gleicher Ausbildung, wie im Šar-Gebirge, in grösseren Massen vor, stehen aber mit typischen Permquarziten in Berührung. Auf meiner geologischen Karte stellte ich (l. c.) die Einheiten, welche aus den dynamometamorphen Eruptivgesteinen zusammengesetzt sind und durch Schuppen aus Permquarziten, sowie durch in permokarbonischen Schiefern eingebettete Klippenkalke überschoben werden, zur Perm-Untertriasgruppe. Im Texte hob ich aber hervor, dass die Formation der gepressten Eruptivgesteine ihr Alter betreffend auf dem Schieferterrain von Plav keinen sicheren Stützpunkt gewinnen liess.[5]

Dass diese Gesteine auch im Innerdinarischen Schiefer-Grauwackenzuge schon beobachtet wurden, geht aus derjenigen Beschrei-

1. NOPCSA: l. c. S. 94.
2. KATZER: Geologie Bosniens u. d. Herzegovina I, Teil. Sarajevo, 1925. S. 124.
3. KATZER: l. c. S, 197.
4. ROTH v. TELEGD: l. c. S. 441—447. und 486—490. (petrogr. Teil v. SZENTPETERY).
5. ROTH v. TELEGD: l. c. S. 459.

bung von AMPFERER und HAMMER hervor, welche die genannten Autoren über das metamorphe Paläozoikum des Gebirges Jelova Gora im NW-lichen Serbien geben.[1] Die Serizitgneis-artigen Gesteine, die hier in — aus der Schieferumgebung herausragenden — harten Felsenpartien vorkommen und somit ein Pendant zu meiner Porphyroidengruppe darstellen, werden z. T. als metamorphe Quarzkonglomerate erwähnt, bezüglich einiger porphyroidartiger Typen wird aber das Feststellen des eruptiven Ursprungs von näheren petrographischen Untersuchungen abhängig gemacht.

Baron NOPCSA fand auf seinem Wege von Prizren über den Kobilica-Sattel nach Kalkandelen, besonders jenseits der Wasserscheide, an mehreren Stellen ausgewalzte, serizitisierte Konglomerate,[2] die z. T. wahrscheinlich ebenfalls eruptiven Ursprunges sind: wenigstens haben sich die von mir mitgebrachten Gesteinsproben aus dieser Serie in ihrer Mehrzahl bei der petrographischen Bestimmung als dynamometamorphe Eruptivgesteine erwiesen.

Im Gebiete der weniger metamorphosierten „Prizrener Schiefer", welche den Aufbruch der Porphyroidengruppe einhüllen, kommen weniger umgeänderte Quarzporphyre vor. Quarzporphyrdecken als Bestandteile der permischen Formation, sind allgemein bekannt und so werden Quarzporphyrergüsse, als Einschaltungen in die Innerdinarische Permserie, durch KOSSMAT von mehreren Stellen erwähnt.[3] Die Quarzporphyre in der Schieferformation meines Arbeitsgebietes bei Jablanica, Hoča, Leši, Globočica und Kruševo erscheinen aber in ganz geringer Ausdehnung und sind als Durchbrüche, bzw. Gänge zu deuten.

Wenn man alle die im Vorhergehenden angeführten Tatsachen und Erwägungen in Betracht zieht, bekommt man den Eindruck, dass im Šar-Gebirge *durch die Triaskalkschollen diskordant bedeckt, eine Schichtenreiche vorliegt, in welcher Werfener Schichten und Perm überhaupt nicht vertreten sind, sondern nur ältere Bildungen*, in erster Linie Karbonschichten, mit denen die „Prizrener Schiefer" in ihrer petrographischen Zusammensetzung am besten übereinstimmen. *Im Profile von Restelica* wäre dann die ununterbrochene Aufeinanderfolge von den Phylliten bis zu den Triaskalken hinauf nur *eine scheinbare*, die Berührung der triadischen massigen Kalke mit der Kalkschiefer enthaltenden Phyllitgruppe des Restelica-Tales *eine tektonische und keine primäre*. Teile der von den Triaskalkschollen diskordant bedeckten, metamorphen Schichtenserie des Šar-Gebirges sind vielleicht noch altpaläozoisch (Porphyroidengruppe) und können somit noch zur Kačanik-Veles-Serie KOSSMAT-s gehören, wie es für die

1. AMPFERER-HAMMER: Sitzungsberichte d. Akad. d. Wiss. mat.-nat.-wiss. Klasse. Abt. I. Bd. 126. S. 688. Wien, 1917.
2. NOPCSA: l. c S. 94.
3. KOSSMAT: l. c. S. 55.

Grünschieferformation bei Restelica als äusserst wahrscheinlich angenommen werden konnte. Die gesamte Serie gehört zur Sedimenthülle des Pelagonischen Massivs, in ihrer Zusammensetzung nehmen auch basische Eruptivgesteine (Epidotchloritphyllite, Epidotamphibolite von Restelica) Teil und ihre regionale Metamorphose stammt aus der Periode der variszischen Gebirgsbildung.

Die Quarzporphyrdurchbrüche, die in den „Prizrener Schiefer" stecken und die Porphyroide des Šar-Gebirges ebenso, wie die mit ihnen zusammen vorkommenden Granite — die mit den Gopeš-Graniten KOSSMAT-s[1] parallelgestellt werden können — dürften die Wurzeln der permischen Porphyrergüsse repräsentieren, ihre Dynamometamorphose stammt aus der Zeit der mesozoisch-tertiären Gebirgsbewegungen.

Über die Zusammensetzung des N-lichen Šar-Gebirges besitzen wir nur spärliche Angaben von älteren Autoren, sowie zwei Reiseroutenbeschreibungen von Baron NOPCSA, welcher die Routen Ferizovič-Crnoljeva-Suharjeka und Ferizovič-Budakova-Prizren beging und beschrieb.[2] Aus seinen Schilderungen, sowie aus den Angaben BOUÉ-s, OESTREICH-s und GRIPP-s über die Gebiete der Kalkschollen Kobilica und Ljubotrn (siehe S. 19.) kann man darauf schliessen, dass der N-liche Teil des Šar-Gebirges, sowie das Gebiet N-lich dieses Gebirges eine änliche Zusammensetzung hat, wie der S-liche Teil desselben. Es liegt die Vermutung nahe, dass die „Protogin-Blöcke", die Baron NOPCSA in der Nähe von Budakova fand[3] — sowie die Gerölle dieses Gesteines, die er bei Pršovci im Becken von Kalkandelen ebenfalls antraf[4] und aus denen KOSSMAT hier von der Erosion eben noch angeschnittene Granitgneiskuppen, als nördlichste Vorposten des Pelagonischen Grundgebirgsmassivs vermutet[5], — zumeist auf sekundärer Stelle gefundene Gesteine sind und Vorkommnissen ähnlicher dynamometamorpher Granite entstammen, wie diejenigen in meiner Porphyroidengruppe bei Brodešan etc. sind. Gesteine, die als typische Permquarzite, oder Werfener Schiefer gedeutet werden könnten, fehlen augenscheinlich auch in diesem N-lichen Teile des Šar-Gebirges.

Die basischen Eruptivgesteine, welche z. T. in der Porphyroidengruppe, z. T. aber in der Schieferformation bei Zlipotok und bei Grčare in der Nähe von Prizren, sowie nach Baron NOPCSA-s Angaben bei Korisa vorkommen, sind meist wenig verändert, beschränken sich auf engumschriebene Räume, zeigen Kontakterscheinungen und sind zweifellos als jüngere Ausbruchsstellen aufzufassen. Die jüngeren Gebirgsbewegungen machten sie mit den sie einschliessenden Schiefern mit, es steht aber nichts der Auffassung im

1. KOSSMAT: l. c. S. 59.
2. NOPCSA: l. c. S. 101—109.
3. NOPCSA: l. c. S. 107.
4. NOPCSA: l. c. S. 98.
5. KOSSMAT: l. c. s, 63.

Sinne KOSSMAT-s dagegen, dass sie als Wurzeln der jurassischen ophiolitischen Ausbrüche gedeutet werden sollen. Diese Wurzeln verteilen sich auf die verschiedensten Glieder der Dinarischen Zentralzone und wurden auch im Pelagonischen Massive selbst aufgefunden.[1]

Wenn man nach Analogien zu den hier geschilderten Verhältnissen in anderen Gebirgsgegenden sucht, so kann als Beispiel der sog. „innere Gürtel" der N-lichen Karpaten erwähnt werden. Die Gesteinserie, aus welcher das Szepes-Gömörer Erzgebirge in Oberungarn aufgebaut wird, ist ganz analog derjenigen des Šar-Gebirges zusammengesetzt. Das Szepes-Gömörer Erzgebirge besteht aus einer isoklinal gefalteten, nach S geneigten, regionalmetamorphen, paläozoischen Gesteinserie, in welcher Grünsteine (basische Eruptivgesteine, metamorphosiert) und Porphyroide eine wichtige Rolle spielen (Erzführende Serie UHLIG-s[2]). Die stratigraphischen Verhältnisse dieser Schichtenserie sind noch nicht völlig geklärt. Dass aber hier auch ältere Bildungen vertreten sind, als die fossilführenden Karbonschichten von Dobsina im N-lichen Teile des Gebirges und dass diese älteren Bildungen in den der Ablagerung der Karbonschichten vorangegangenen Zeiten auch orogenetischen Einwirkungen ausgesetzt waren, geht aus den Untersuchungen ROZLOZSNIK-s hervor. Es wurde nämlich durch ihn festgestellt, dass die fossilführenden und nicht metamorphosierten Karbonschichten von Dobsina einen metamorphen Diorit der „erzführenden Serie" diskordant bedecken und mit Konglomeraten beginnen, die Gerölle des Liegendgesteines enthalten.[3] Nach neueren Untersuchungen deutet die Brachiopodenfauna der fossilführenden Karbonschichten von Dobsina auf das postviséische Alter dieser Bildung hin.[4]

Diskordanz von Karbonschichten über älteren Bildungen wird auch im Umkreise des Pelagonischen Massivs durch KOSSMAT für wahrscheinlich angenommen[5] und kann auch im Šar-Gebirge da sein, nur ist hier die Möglichkeit nicht vorhanden, sie so klar zu beweisen, wie es in den N-lichen Karpaten geschehen konnte.

Die Schichtenreihe des Szepes-Gömörer Erzgebirges wird im S, in der Neigungsrichtung der Schieferformation durch mächtige Triaskalkmassen bedeckt, die an ihrer Basis Werfener Schichten führen. Im Norden des Gebirges breiten sich aber gleichfalls Triaskalkmassen mit Werfener-Unterlage aus, zwischen beiden Kalkzonen bildet die paläozoische Serie eine Aufwölbung.[6] Schichten von typisch permischem Habitus kommen hier ebensowenig vor, wie S-lich des Szepes-Gömörer Erzgebirges, im Bükkgebirge, welches

1. KOSSMAT: l. c. S. 70.
2. UHLIG: Bau und Bild Österreichs, III. Bau und Bild der Karpaten, S. 665. Wien.
3. ROZLOZSNIK: Jahresbericht d. Kgl. Ung. Geol. Anst. für 1913, S. 423. Budapest, 1914.
4. RAKUSZ: Centralbl. f. Min. etc. Jahrg. 1926. Abt. B., S. 515.
5. KOSSMAT: l. c. S. 56.
6. UHLIG: l. c. S. 702., Fig. 25.

ebenfalls eine grössere Triaskalkscholle über stark gefalteten Karbonschiefern darstellt. Im Gebiete der Karpaten bilden sonst in der Regel diskordante, typische Permschichten die Unterlage der mesozoischen Serie.

Durch die ältere Auffassung wird diese Art des Auftretens der triadischen Bildungen im inneren Gürtel der Karpaten als eine triadische Transgression gedeutet.

Die Art der Verteilung der Triaskalkschollen, sowie das Fehlen von bedeutenden Teilen der jungpaläozoisch-untertriadischen Schichtenfolge im NW des Pelagonischen Massivs wird durch KOSSMAT nicht als Folge einer Transgression, sondern als diejenige von tangentialer Verschiebung nach W der Kalk-Dolomit-Massen gegen die Unterlage gedeutet,[1] wobei der ursprüngliche Auflagerungsverband grossenteils der Verschleifung zum Opfer fiel. Tangentiale Bewegungen, die von den zentralen Teilen nach Auswärts — gegen die Adria — gerichtet waren, haben in der geologischen Geschichte der Dinariden überhaupt eine wichtige Rolle gespielt. Der Schuppenbau in der Vardar-Zone, sowie in der Ostflanke des Pelagonischen Massivs richtet sich nach W und die schon erwähnte Überschiebung des Gneisgranites der Pelagonischen Zentralmasse auf die jungpaläozoisch-triadische Serie zwischen Kičevo und Monastir richtet sich ebenfalls nach W. Wenn man nur einen Blick auf die Übersichtskarten von Baron NOPCSA,[2] oder von KOSSMAT[3] wirft, sieht man sofort, dass anlässlich der tektonischen Bewegungen dem Šar-Gebirge, dem NW-lichen randlichen Teile des Pelagonischen Massivs eine sehr wichtige Rolle zufiel. Der doppelte „albanische Knick der Dinariden" (Baron NOPCSA-s) wird im Verlaufe der Serpentinzone (der Zone der mesozoischen Ophiolite) am besten zum Ausdruck gebracht, richtet sich parallel dem Verlaufe des Šar-Gebirges und bedeutet dass grösste Ausmaas der Bewegungen, denen die einzelnen Dinarischen Zonen unterworfen waren, in der Richtung gegen Skutari, wo diese Zonen als Decken übereinander geschoben, im ganzen Bereiche des Dinarischen Gebirgsystems den engsten Raum einnehmen.

Baron NOPCSA vermutete schon im Jahre 1916, dass „in dem am Korab vorspringenden Sporne der kristallinischen Schiefer das stauende Hinderniss zu suchen ist, welches das Zusammendrängen und die Überschiebung der albanischen Falten verursachte".[4] Und in der Tat fangen hier, am Korab die im S verbreiteten, normalen paläozoisch-untertriadischen Schichtverbände an. Die ungemein mächtige Gipsmasse am W-lichen Abhange des Korab-Gebirges, welche

1. KOSSMAT: l. c. S. 80.
2. NOPCSA: Földtani Közlöny Bd. XLVI. Taf. 1., Budapest, 1916. und Geologische Rundschau, Bd. 12., S. 2., Fig. 1., Leipzig, 1921.
3. KOSSMAT: l. c. Übersichtskarten auf S. 33. und 171.
4. NOPCSA: Mitt. a. d. Jahrbuche d. Kgl. Ung. Geol. Anstalt. Bd. XXIV., S. 162. Budapest, ungarisch 1916, deutsch 1925.

unlängst durch NOWACK beschrieben wurde,[1] leitet diese Abänderung des Schichtverbandes ein, da sie im Šar-Gebirge völlig fremd, durch KOSSMAT im permotriadischen Profile der Strecke Debra-Kičevo ebenfalls beobachtet wurde (siehe S. 27.).

Wenn schon die am meisten innen gelegenen Kalkschollen, wie Jakupica und Zeden durch KOSSMAT als aus einem normalen Schichtverbande herausgeschnittene und weiter, als ihr Liegendes, westwärts getriebene Massen aufgefasst werden, umsomehr trifft diese Deutung auf die heute noch weiter nach W gelegenen Schollen, wie Ljubotrn, Kobilica und Koritnik etc. zu.

Aus der Art des Auftretens der Gosaubildungen in der Vardarzone schliesst KOSSMAT auf das vorgosauische Alter dieser Bewegungen der Triaskalkschollen und der damit verknüpften Abscherungen. Da die Gosautransgression die Pelagonische Aufwölbung schon vorfand, beschränkten sich die gleichsinnigen weiteren, beträchtlichen, tertiären Verschiebungen und Überschiebungen auf den äusseren Flügel des Pelagonischen Massivs.

GRIPP beobachtete noch am Korab Radiolarite, Ophiolite, sowie Reste eines Serpentingerölle enthaltenden (Gosau-) Konglomerats,[2] Bildungen, die zur tektonischen Einheit Merdita gehören. Aus diesem Umstande und bei der Auffassung, dass die basischen Eruptivgesteine des Šar-Gebirges als Wurzel der jungmesozoischen Ophiolite zu betrachten sind, kommt man zu dem Schlusse, dass die in der Merdita-Decke weit verbreiteten Formationsglieder gegen SO einst eine weit grössere Verbreitung besassen, wie heute und dass somit nach aussen gerichtete, tangentiale Verschiebungen im Gebiete des Šar-Gebirges auch noch in den nachgosauischen Zeiten eine wichtige Rolle spielten.

Die Triaskalkschollen tragende, paläozoische Schieferformation, aus welcher das Šar-Gebirge zusammengesetzt wird, steht mit den Ophiolit-Oberkreide-Bildungen des Bështrik-Gebirges entlang des Weissen Drin und im Untergrunde der Prizrener Niederung in Berührung. Ich hatte keine Gelegenheit, die Art dieser Berührung zu untersuchen, nach Baron NOPCSA-s Schilderungen[3] kann man aber mit grosser Wahrscheinlichkeit annehmen, dass sie eine Bruchlinie darstellt. Weiter N-lich haben VIQUESNEL und KOSSMAT eine westwärts gerichtete Überkippung (vielleicht auch Überschiebung) der paläozoischen Serie auf die inneralbanische Oberkreide festgestellt.[4]

Es ist durch KOSSMAT besonders betont worden, dass im Bereiche des Beckens von Ipek ein tiefes Niederdrücken der albanischen Ophiolit-Oberkreide-Bildung erscheint, ein starker Wellenwurf der Gebirgsachse, welcher sein Gegenstück im aufsteigenden Quer-

1. NOWACK: Centralbl. f. Min. etc., Jahrg. 1925, Abt. B., S. 89.
2. GRIPP: Hamburgische Univ., l. c. S. 39—41.
3 NOPCSA: Jahrb. d. K. K. Geol. Reichsanst., Wien, 1905, S. 118.
4. KOSSMAT: l. c. S. 62.

sattel des Cukali-Fensters von Baron NOPCSA hat und durch das Emporwölben des Pelagonischen Massivs schon in vorgosauischer Zeit vorbereitet, in den tertiären orogenetischen Phasen noch stärker ausgeprägt wurde.[1]

In diesem Niederdrücken wurde auch die NW-liche Randpartie des Pelagonischen Massivs, das N-liche Šar-Gebirge mit einbezogen. Wie die Oberkreide-Kalkmassen des Bështrik-Gebirges aus beträchtlicher Höhe gegen das Becken von Ipek sich tief hinabbiegen, geradeso wird auch die triadische Kalkmasse des in die Hochgebirgsregion sich erhebenden Koritnik gegen die Linie der Prizrenska Bistrica tief hinabgedrückt. Dass beiden Kalkkomplexen in der jüngeren Tertiärzeit ein ähnliches Schicksal zu Teil wurde, verrät ihre heutige Position in der scheinbaren Verlängerung voneinander (siehe Taf. III., Fig. 4.). Der Porphyroidenzug der Šar-Gebirges wird gegen die Linie der Prizrenska Bistrica ebenfalls tief hinabgedrückt.

Durch diese Abbiegung wurde in der jüngeren Tertiärzeit das Becken von Ipek präformiert.

IV. MORPHOGENETISCHER TEIL.

Im Becken von Prizren, sowie in jenem von Ipek (Metochija) konnte ich nähere Untersuchungen nicht ausführen. In der Umgebung von Prizren kommen die das Becken ausfüllenden, jungtertiären Schichten nicht zum Vorschein, am Wege von Prizren nach Pirana aber konnte ich sie — unweit vor der genannten Ortschaft — unterhalb der Schotterdecke, in Form von Sand und mergeligem Ton konstatieren. Im Umkreise der Ura Fsajt (Brücke), wo der Drin die Rudistenkalke durchbricht, kommen diese jungtertiären, weissen Mergel in horizontaler Lagerung ebenfalls vor. Sie wurden aus der Nähe von Rahovce (Orehovac) durch PAVLOVIĆ,[2] sowie von Suharjeka durch Baron NOPCSA[3] erwähnt. Somit ist es sicher, dass der Untergrund der Niederung von Prizren aus diesen jungtertiären Beckensedimenten aufgebaut wird. Das Teilbecken von Prizren wird heute durch diejenige Schwelle aus Oberkreidekalk bei der Brücke Ura Fsajt vom Ipeker Becken abgetrennt, welche nach CVIJIĆ in Form eines niedrigen Kammes die beiden Verbreitungsgebiete der jungtertiären Sedimente durchgehends scheidet.[4]

Über das Becken von Metochija besitzen wir nähere Daten von verschiedenen Autoren, diese Daten wurden zuletzt durch VADÁSZ zusammengefasst, der die Umgebung von Ipek, sowie das

1. KOSSMAT: l. c. S. 31—34 und 44.
2. PAVLOVIC: Ann. geol. de la peninsule Balkanique, Bd. VI., S. 21. 1903.
3. NOPCSA: Jahrb. K. K. Geol. R. A. Wien, 1905, S. 103.
4. CVIJIC: Die dinarisch-albanische Scharung. (Sitz.-Ber. mat. nat. Kl. Akad. d. Wiss. Wien, Bd. CX., Abt. I, S 444.)

Profil Ipek-Rudnik-Mitrovica studierte.[1] Bei ihm werden auch die verschiedenen Meinungen über das Alter der Beckensedimente zusammengefasst. Obzwar diese Ablagerungen Fossilien enthalten, kann das Alter derselben — beim Mangel von umfassenden vergleichenden Untersuchungen — genau nicht fixiert werden. Die Meinungen schwanken zwischen Miozän und Pliozän und es wird sogar als wahrscheinlich hingestellt, dass in den Sedimenten der Metochija beide jungtertiäre Stufen vertreten sind. KOSSMAT kommt auf Grund allgemeiner Erwägungen zur Folgerung, dass das Maximum der Seenepoche auf der Balkanhalbinsel in die Zeit nach der I. und II. Mediterranstufe fiel.[2]

Wichtig ist die Feststellung VADÁSZ-s, dass die Beckensedimente der Metochija nicht mehr in ihrem ursprünglichen Ablagerungszustande sich befinden, sondern in der Nachseeperiode Dislokationen unterworfen waren. Im W bei Ipek berühren sie sich entlang eines Abbruches mit dem Grundgebirge und auch im Inneren des Beckens findet man Spuren von tektonischen Störungen. Bei Rudnik transgredieren die Beckensedimente diskordant auf die Oberkreide und erreichen hier die Höhe von 800 m. (KOSSMAT 1. c. S. 151. gibt diese maximale Höhe bei Rudnik mit nur etwas über 650 m an).

Wenn wir nun das Teilbecken von Prizren betrachten, so sehen wir an seinem W-lichen Rande eine Partie, wo die jungtertiären Sedimente durch die Denudation abgeräumt wurden und das Drin-Bett sich in die Oberkreidekalke epigenetisch einschnitt. Der SO-liche Rand wird durch eine deutliche Bruchlinie gebildet, welche die steil sich erhebenden Höhen bei Prizren abgrenzt, die Oberkreidekalke das Reka-Durchbruches bei Vlasnja von den triadischen Kalken des Koritnik bei Džuri trennt und eine Verlängerung in der Bruchlinie des Weissen Drin-Tales hat. NO-lich der Prizrener Niederung wird durch Baron NOPCSA auf Grund seiner eigenen Beobachtungen, sowie auf Grund von Angaben früherer Autoren ebenfalls eine Bruchlinie angenommen,[3] welche schon ausserhalb des heutigen Bereiches der Tertiärschichten, aber dem Rande des Verbreitungsgebietes derselben parallel, von Suharjeka gegen NW, durch den Oberlauf des Miruša-Baches markiert, nach Dresnik sich zieht und die paläozoische Gruppe von den Gesteinen der Oberkreide trennt. Dass entlang dieser und noch nicht bekannter, eventueller anderer Bruchlinien auch in der Nachseeperiode des Beckens von Ipek und Prizren Verschiebungen in Form von ungleichmässigen relativen Einsenkungen stattgefunden haben, ist schon aus den beträchtlichen Schwankungen der Höhenlage der tertiären Beckensedimente mit Wahrscheinlichkeit anzunehmen. So befindet

1. VADÁSZ: A M. Kir. Földtani Intézet 1917 évi balkáni munkálatainak tudományos eredményei. Ausgabe der Kgl. Ung. Geologischen Anstalt, Budapest, 1918. S. 26-31. Einstweilen nur ungarisch.
2. KOSSMAT: l. c. S. 149.
3. NOPCSA: l. c. S. 108—109.

sich der Boden der transgredierenden Beckensedimente bei Rudnik in der Höhe von 650-800 m, wo die heutige Oberfläche dieser ganzen Sedimentmasse unbestimmter Mächtigkeit im Prizrener Becken nur die durchschnittliche Höhe von 350-410 m erreicht Auch im allgemeinen werden die voneinander sehr abweichenden Höhenlagen der jungtertiären Sedimente und Strandterrassen in den verschiedenen Becken von Serbien, Rascien und Macedonien ebenso durch CVIJIC, wie auch durch KOSSMAT auf nachträgliche Krustenbewegungen zurückgeführt.[1]

Auf Seite 5. und 8. wurde schon erwähnt, dass die Morphologie der SO-lichen Umrandung des Beckens von Prizren die Merkmale einer jugendlichen Erosion trägt und es ist naheliegend, diese Erscheinung als Folge einer jugendlichen relativen Einsenkung des Prizrener Beckens und seiner Rahmen zu betrachten.

Zur Zeit der Seenperiode bildete die Mulde der Gora im unmittelbarem SW-lichem Anhange des Beckens von Ipek und Prizren einen S-lichen Wassersammler des genannten Beckens. Baron NOPCSA hat sogar jungtertiäre Ablagerungen in der Gora, im oberen Plava-Tale vermutet,[2] es hat sich aber herausgestellt, dass solche hier nicht vorhanden sind. Die Abtrennung der Gora-Mulde, durch die bei Breznja bis unterhalb 1000 m sich einbiegende Wasserscheide, von der Niederung von Prizren, sowie die Ausbildung einer Entwässerung der Gora und der sie umschliessenden Hochgebirge gegen W, durch den Luma-Bach, sind Erzeugnisse jugendlicher morphogenetischer Faktoren.

Mit voller Klarheit stellen die alten Landschaftselemente der Gora das Bild einer durch Hochgebirge umsäumten, gegen N sich langsam absenkenden Mulde dar (siehe Taf. I.). Am O-lichen Abhange sind die alten Oberflächenformen deutlich erhalten. Ein Ausblick vom Koritnik-Plateau gegen O zeigt klar, wie die Höhe des durch die engen Einschnitte der jugendlichen Wasserläufe zerteilten, alten Gora-Bodens von N gegen S allmählich zunimmt. Die rezente Entwässerung durch den Lauf des Luma-Baches nimmt seinen Weg am Fusse des Koritnik, richtet sich gegen die Hochgebirgsmasse Gjalica—Lumes—Koritnik und schneidet in einer enorm tiefen, ungangbaren, engen Schlucht die Einsattelung durch, die die beiden Höhen von einander trennt. Wenn man das Terrain beiderseits des Luma-Baches von NO her überblickt, fällt es einem sofort auf, wie sich dasselbe gegen den im SW umsäumenden Hochgebirgskamm sukzessive erhebt und wie der Bach in seinem schmalen Einschnitte seinen Lauf gegen dieses Ansteigen richtet. Das Relief des Rückens bei Borja mit der Kote 1581 m erscheint in der Fortsetzung von demjenigen des Koritnik, nur ist er durch diesen Einschnitt von demselben abgetrennt.

1. KOSSMAT: l. c. S. 150. und 159.
2. NOPCSA: l. c. S. 115.

Es ist sehr interessant, dass in dieser SW-lichen Randpartie, durch welche heute die gesamte Entwässerung des ziemlich ausgebreiteten Wassernetzes der Gora-Mulde vor sich geht, die alten Landschaftselemente am besten erhalten blieben und keine Einebnungen und Schotterterrassen zu finden sind. Letztere sammeln sich in der N-lichen und O-lichen Partie der Mulde. Oberhalb Šajna sind Reste von alten Terrassen in der abs. Höhe von etwas über 1500 m und etwas über 1300 m erhalten geblieben. Eine weit ausgebreitete Einebnung und Schotteransammlung befindet sich in der Höhe von etwas über 1000 m unterhalb (W-lich) Šajna und bei Dragač in ziemlich grosser Ausbreitung, bei (W-lich) Renča und sogar auf der rechten Seite des oberen Luma-Baches, bei der Ortschaft Plava, wo sie — an der Wasserscheide gegen den Breznja See — ihre tiefste Lage erreicht. Eine gegen diese tiefste Lage bei Plava gerichtete Schotterterrasse breitet sich im Gebiete des Plava- (oberen Luma-) Baches, im Bereiche der Ortschaften Blač, Bunezi, Kapre aus, wird Opolje benannt, nimmt einen ziemlich grossen Raum SO-lich des Plava-Baches ein und dehnt sich in kleinen Partien auch an dem rechten Ufer des Plava-Baches aus. Die Schotterbedeckung dieser Terrasse ist nicht mächtig, der Plava-Bach nimmt seinen obersten Lauf in dieser Schotterdecke und schneidet sich erst oberhalb Zgatar in die Unterlage ein. In diesem steilen Einschnitte werden die paläozoischen Schiefer entblösst. Baron NOPCSA sah diesen Einschnitt nur aus der Ferne und vermutete hier Tertiärbildungen.[1] In seiner Fig. 11. auf S. 116. wird in einer Skizze diese Terrasse mit der Bezeichnung T deutlich dargestellt, die mit T' bezeichnete obere Einebnung stellt aber keine Flussterrasse, sondern das eingeebnete Kalkplateau von Renča dar.

Die gesamte Entwässerung der Gora-Mulde nahm ursprünglich ihren Weg über die heutige Wasserscheide nach N, gegen die Prizrener Niederung.

Am W-lichen Abhange der Höhe mit der Kote 1175 m — welche in der Nähe (W-lich) der Ortschaft Brut liegt — wurden durch die Wasserläufe gegen den Breznja Ses gerichtete Sporne erzeugt und dieselben erscheinen von der Kote 991 m N-lich Plava angefangen gegen Norden, neben der Strasse, durch den ursprünglichen Abfluss des Plava-Baches abgestumpft, wo heute dieser Sattel zur Wasserscheide gehört.

Aus dem Gesagten geht es klar hervor, dass die einzelnen — ursprünglich gegen Norden gerichteten — Läufe des Wassersystems in der Gora-Mulde durch energische, rückschreitende Erosion des Luma-Baches von Süden angefangen der Reihe nach abgezapft wurden und dieser Vorgang setzte schliesslich auch den letzten Abfluss über die Breznja-Gegend ganz ausser Funktion. Die Ursache vom so auf-

1. NOPCSA: l. c. S. 115.

fälligen Rückwärtsschreiten des Luma-Laufes gegen die Gora-Mulde kann nur im Entstehen von bedeutenden Niveauunterschieden gegen den vereinigten Drin-Fluss gesucht werden. Es mussten tektonische Vorgänge gewesen sein, durch die diese Niveaudifferenzen geschaffen wurden, die aber die Detailstruktur der Gora-Mulde unberührt liessen.

Die Ereignisse, die hier geschildert werden, bedeuten nur eine Episode in der Entwickelungsgeschichte des heutigen Drin-Systems. Der merkwürdige Verlauf des vereinigten Drin-Flusses, welcher quer zu den Faltungsachsen in Mittelalbanien sich richtet und den von N herströmenden Weissen Drin, sowie den von S nach N gerichteten Schwarzen Drin in sich vereinigt, entstand in den letzten Phasen der Erdgeschichte. KOSSMAT stellt rein aus den orographischen Verhältnissen als sehr wahrscheinlich hin, dass die N—S gestellte Depressionslinie, welche durch das Beckensystem der Metochija und den Verlauf des Weissen und Schwarzen Drin bezeichnet wird, durch eine junge Anzapfung des nach O sich energisch rückwärtsarbeitenden Drin-Systems der Adria tributär geworden ist. „Das Gefälle der adriatischen Abdachung ist durch junge Emporwölbung der dinarischen Kalkgebirge und durch gleichzeitige Abbiegung der äusseren Randzone bedeutend gesteigert worden, so dass die Wasserscheide von dieser Seite her stark angegriffen wurde und sich nach rückwärts verschob.“[1]

Die oben geschilderte Anzapfung des Gora-Systems durch den Luma-Bach bedeutet das äusserste Rückwärtsdrängen aus der Richtung des vereinigten Drin-Laufes gegen Osten. (siehe Taf. II., Fig. 3.).

Im vereinigten Drin-Tale fand Baron NOPCSA oberhalb Vau Spasit eine alte Drin-Terrasse (die sog. „Sakatit-Terrasse“), welche weingstens 300 m über dem heutigen Drin-Niveau sich ausbreitet und eine Schotterdecke, bestehend aus groben Quarz und Serpentingeröllen, führt. Kalkgerölle fehlen merkwürdigerweise hier, wo doch die heutigen oberen Drin-Läufe zwischen mächtigen Kalkgebirgen ihren Weg nehmen. Bei diesem Umstande liegt der Gedanke nahe, dass die schon von BOUÉ geschilderte Deppressionslinie, welche von der Sakatit-Terasse über Vau Spasit nach Kizilgök, Popoc, Proni Bitücit und Djakova führt, ein altes Drin-Bett vorstelle.[2] Diese Vermutung Baron NOPCSA-s wurde durch die neuerlichen Beobachtungen KERNER v. MARILAUN-s vollständig bestätigt, indem der gennante Forscher im mittleren Valbona-Tale jungpliozäne Schotter und Konglomerate in grosser Ausdehnung vorfand und diese Bildungen auch am wasserscheidenden Sattel Čafa Morins (650 m ?) konstatierte. Er fand ferner, dass diese Schotterbildung S-lich Djakova beinache bis zum Sattel Čafa Prusit (729 m ?) sich verfolgen lässt.[3] Die

1. KOSSMAT: l. c. S. 151—152.
2. NOPCSA: l. c. S. 122—124
3. KERNER v. MARILAUN: Denkschr. d. K. K. Akad. d. Wiss. Math. Nat. wiss. Kl. Wien, Bd., 95. S. 322—23., 340. und 350.

bedeutende Höhe (cca. 500 m) der Sakatit-Terrasse lässt auf das pliozäne Alter derselben schliessen, da drei jüngere (diluviale) Terrassen 150—200 m tiefer sich befinden (Baron NOPCSA l. c.). Das Anzapfen des Metochija-Wassersystems in vordiluvialer Zeit kann als ein Ereignis gedeutet werden, welches durch diesen vermuteten alten Drin-Lauf bewirkt wurde. Dieser vermutete alte Drin-Lauf liegt in der Sehne des heutigen, sich nach O weit ausbreitenden Drin-Bogens. Das Verlegen des Weissen Drin-Bettes von dieser kürzeren Strecke: Djakova—Vau Spasit auf seinen heutigen, längeren, bogenförmigen Verlauf: Djakova—Prizren—Vau Spasit, kann als Folge des letzten Einbruches im Becken von Metochija gedeutet werden. Dies geschah entlang der Bruchlinien, unter denen einige schon zu Beginn dieses Kapitels beschrieben wurden. Infolge der ungleichmässigen Absenkungen wurde das Teilbecken von Prizren mit seiner tertiären Ausfüllung besonders tief verlegt, richtete die Wasserläufe auf sich und wurde dann durch den entlang der Bruchlinie zwischen Bështrik und Koritnik sich rückwärts arbeitenden, heutigen Weissen Drin entwässert. Ob da nicht — was wahrscheinlich — neuerliche Überschwemmungen des Metochija-Beckens und besonders des Beckens von Prizren erfolgten, darüber könnten nähere Untersuchungen in den jungen Ausfüllungen der genannten Becken Bescheid geben. Das weiter sich vollziehende Niederdrücken der Erosionsbasis an der Adria führte dann zum Ausgleich der Unregelmässigkeiten im Verlaufe des Weissen Drin, zur vollständigen Entwässerung des Metochija-Beckens und liess die bedeutenden Niweauunterschiede in den Terrassen bei Vau Spasit zustande kommen.

Der infolge des Beckeneinbruches abgelenkte Weisse Drin, sowie die Prizrenska Bistrica nahmen anfangs ihren Weg in den jüngsten Beckensedimenten der Prizrener Niederung, bis sie in ihrem Abflusse gegen die Drin-Schlucht ihr Bett bis zum (Kreidekalk) Grundgebirge ausräumten und so durch dieses Gestein endgültig festgehalten wurden.

Der Bruchlinie im Weissen Drintale, zwischen den Gebirgen, Bështrik und Koritnik, fiel eine sehr wichtige erdgeschichtliche und morphogenetische Rolle zu. Durch sie wurden die ursprünglich übereinander gelagerten triadischen (Koritnik) und oberkreide- (Bështrik) Kalkbildungen in ihre heutige Lage gebracht, wo sie die scheinbare Verlängerung voneinander vortäuschen (siehe S. 36. und Taf. III., Fig. 4.). Sie zeichnete den Verlauf des Weissen Drin-Tales vor, und dass entlang dieser Bruchlinie zur Zeit des letzten Einbruches des Metochija-Beckens noch weitere Verschiebungen stattgefunden haben, wird aus der morphologischen Ausgestaltung des SO-lichen Abhanges bei der Stadt Prizren — wie sie auf S. 38. schon geschildert wurde — klar ersichtlich.

Vom ursprünglichen Abflusse des Gora-Wassersystems ist hier nichts mehr zu bemerken, die neu entstandenen Niveauunterschiede haben hier Anlass zu einer jugendlichen, energischen Erosion gegeben, die sich rasch gegen die Wasserscheide im S rückwärts ar-

beitete, tiefe, amphitheaterartige Einkerbungen in der Kalkdecke verursachte und bei Leši die ganze Kalkmasse sogar schon beinahe durchschnitt.

Aus dem Gesagten geht es hervor, dass da zwei verschiedene Vorgänge nebeneinander betrachtet werden müssen, es sind: die Ablenkung des Wassersystems der Gora-Mulde und das Verlegen des pliozänen Weissen Drinverlaufes aus dem alten Bette zwischen Djakova — Vau Spasit in die Prizrener Niederung.

Das erstgenannte Ereignis erscheint als ein Detail im Entwickelungsgange des sich nach rückwärts einschneidenden, unteren Drin-Tales. Das System: Schwarzer Drin, Weisser Drin, Metochija-Becken kann man — wie es auch KOSSMAT l. c. vermuten lässt — als eine Linie betrachten, entlang welcher eine einheitliche pliozäne Entwässerung vor sich ging. Diese Entwässerung richtete sich höchstwahrscheinlich gegen N, dem Becken von Metochija zu. Nach OESTREICH-s Rekonstruktion der pliozänen Entwässerung in Innermacedonien[1] befand sich nämlich damals O-lich der Dessaretischen Seen eine Art hydrographischen Knotens, wo auch der pliozäne Skumbi-Fluss seinen Ursprung nahm. Durch die Einsenkung der Seenregion bedingt, entstanden bedeutende Verschiebungen im Wassernetze, so wurde auch — wie es durch neuerliche Beobachtungen NOWACK-s ebenfalls bestätigt wurde[2] — der Skumbi seines Oberlaufes beraubt. Wo der Schwarze Drin seinen Ursprung heute aus dem eingesunkenen Ochrida-See nimmt, umsomehr musste derselbe im Pliozän eine gegen N gerichtete Abflussrichtung besessen haben. Über diesen pliozänen Abfluss im Schwarzen und Weissen Drintale ist nichts näheres bekannt, es wird nur über eine einheitliche, 70 m hohe, 4 Km breite Diluvialterrasse in diesem Tale und über ein junges Senkungsgebiet aus dem Bereiche von Dibra berichtet.[3]

Als die rückschreitende Erosion des unteren Drin-Tales diese Linie erreichte, den Verlauf des Schwarzen Drin ablenkte und somit den pliozänen Weissen Drin enthauptete, mit diesem Momente ist das Luma-System der Adria bei Skutari tributär geworden, wodurch auch hier eine neuerliche, energisch rückschreitende Erosion eingeleitet wurde.

Das Verlegen des pliozänen Drin-Bettes zwischen Djakova und Vau Spasit in die Niederung von Prizren wurde durch lokale tektonische Vorgänge, durch neuerliche Einbrüche in diesem Beckensysteme bedingt. Dieses setzte dann die alte Abflussrinne ausser Funktion und führte zu einer Umkehrung der pliozänen Abflussrichtung in der Tiefenlinie zwischen Bështrik und Koritnik.

1. OESTREICH: Beiträge z. Geomorphologie Makedoniens. (Abhandl. d. K. K. Geographischen Gesellschaft in Wien. Bd. IV. 1902., Geologische Karte.)
2. NOWACK: Beitr. z. Geologie v. Albanien II. Teil. (Neues Jahrbuch für Min etc. Sonderband I. S. 321. Stuttgart, 1923.)
3. NOWACK: Zeitschr. d. Gesellsch. f. Erdkunde, Berlin. 1924. S. 286.

Die Einzelheiten dieses hier entworfenen entwickelungsgeschichtlichen Bildes müssten natürlich noch durch eingehende morphologische Einzelstudien besonders der alten Flussterrassen bestätigt werden.

Dass die beiden Vorgänge nacheinander erfolgt sind, wird durch die Verhältnisse an der Bodenschwelle von Breznja bestätigt. Die alte Morphologie der Gora-Mulde und der Wasserscheide von Breznja blieb schön erhalten, hier arbeitete die Erosion normal und ungestört am vertikalen Einsägen der Täler, bei ständigen bedeutenden Niveauunterschieden im Gefälle. Das durchschnittliche Gefälle beträgt ja im Luma-Bache bis zu seiner Einmündung in den Weissen Drin heute noch 34 m/Km. Die Ablenkung des Wassersystems der Gora-Mulde durch den Luma-Bach muss aber vor dem letzten Einbruche in der Prizrener Niederung vor sich gegangen sein. Nur so konnte die Bodenschwelle bei Breznja unversehrt erhalten bleiben, wo der ursprüngliche Gora-Abfluss sonst durch die infolge dieser jungen Einsenkung neubelebte Erosion vollständig vernichtet wurde und der Prizrener-Bach z. B. gezwungen war, sich in eine tiefe Felsenschlucht einzuschneiden.

Was das geologische Alter dieser beiden Vorgänge betrifft, so sieht man sich jedenfalls berechtigt, die Bildung der Sakatit-Terrasse mit ihrer bedeutenden Höhenlage über den jüngeren Terrassen und den Beginn der Ablenkung des Luma-Baches in das Pliozän zu verlegen. Durch Baron NOPCSA wird es als wahrscheinlich hingestellt, dass der letzte Einbruch der Metochija ebenfalls noch vor der Diluvialzeit erfolgte.

Der tiefe Einschnittt des Rapča-Tales, der oben am Koritnik-Plateau in einem amphitheaterartigen Kar endet, blickt nach NO und wurde somit schon im alten, nach N gerichteten Gora-Systeme angelegt. Wie es auf S. 10. (Taf. IV., Fig. 3.) schon erwähnt wurde, hebt sich in diesem Amphitheater eine obere, durch die Glazialerosion abgeglättete Partie von dem tieferem, stark angegriffenen und gefurchten Teile scharf ab, was auf eine energische postglaziale Wassererosion hinweist.

Sonst wurden pleistozäne Glazialspuren nur an der N-lichen Seite des Kari Kosine beobachtet, wo sich kleine Kare mit Meeraugen gruppieren (siehe Taf. IV., Fig. 1.) Es ist noch als auffallend zu bemerken, dass im Bereiche des oberen Restelica-Tales (Srednja Vrača, Prva Vrača), trotz der bedeutenden Höhe dieser Gebirgsgruppe, keine Glazialspuren beobachtet werden konnten.

BEITRÄGE ZUR PETROGRAPHIE DER SÜDLICHEN GEBIRGSGEGEND VON PRIZREN IN ALBANIEN

VON

PROF. DR. S. v. SZENTPÉTERY.

Im Jahrgange 1925 des „Neuen Jahrbuch"-es[1] beschrieb ich die interessante und wertvolle Gesteinsammlung, welche mein Kollege Dr. K. ROTH v. TELEGD im der Umgebung von Plav sammelte. Damals habe ich auch die Wichtigkeit dieser Gesteinsserie in Bezug auf die Kenntnisse der gleichartigen Gesteine vom SO-liche Europa hervorgehoben.

In vieler Hinsicht noch wertvoller erscheint diejenige Gesteinsserie, welche ROTH v. TELEGD im Gebiete von Prizren sammelte und die er im Laufe des Jahres 1926 zur Bestimmung und Beschreibung mir übergab. Die auf diese Gesteine bezüglichen Untersuchungen habe ich mit Präzisionsapparaten des Ungarischen Naturwissenschaftlichen Landesfondes durchgeführt, wofür ich der Vorstande des Fondes meinen aufrichtigen Dank sage.

Die Gesteine stammen aus der S-lichen Gebirgsgegend von Prizren, aus dem Gebirge der Sar-Planina, aus dem Bereiche der Ortschaften Prizren, Šajna, Brodesan, Globočica, Krusevo, Restelica Zlipotok, Struža, Monastirica, Jablanica und Grčare.

Sehr abwechslungsvoll sind in dieser Sammlung die Eruptivgesteine, die ich behufs leichterer Übersicht schon hier in zwei, wenn auch nicht in petrographischem Sinne genommene Gruppen einteile: in die eine Gruppe werden die garnicht oder kaum geppressten Varietäten, in die andere aber die stark ausgewalzten Gesteine eingeteilt.

Schon hier, bevor ich an die Detailbeschreibung der einzelnen Gesteingruppen übergehe, muss ich auf die auffallende Ähnlichkeit aufmerksam machen, welche zwischen den Gesteinen der nicht gepressten, gabbroidalen Masse O-lich Zlipotok und gleichen Gesteinen der Szarvaskő-Gegend im ungarischen Bükk-Gebirge besteht. Beide Gegenden werden aus identisch entwickelten Arten von Gabbro, Gabbropyroxenit, Gabbrohornblendit, Gabbrodiabas, Diabas und Spilitdiabas aufgebaut und im Verbande mit diesen basischen Gesteinsarten treten in beiden Gebieten eigenthümliche, vorherrschend aus *Plagioklas* bestehende Gänge auf. Eine sehr nahe Verwandschaft ist aber auch bei einigen stark ausgewaltzten Gesteinen zu konstatieren. So besitzen in der Prizrener Gebirgsgegend einige Porphyroide (Šajna, Monastirica), Porphyritoide (Monastirica) und Diabasoide (Kobilica) genau diejenige Zusammensetzung und sie zeigen

1. Neuen Jahrbuch f. Min etc. Sonderband I. p. 485—493. Stuttgart 1925.

eine ähnliche Art von molekularischer Umlagerung, wie die identen Gesteine im Hámor-Gebiete, im N-lichen Teil des ungarischen Bükk-Gebirges. Mit den gepressten Graniten der Gegend von Brodesan und Sajna und mit dem gepressten Quarzdiorit der Sajna-Gegend vollständig gleich zusammengesetzte und erscheinende Gesteine kenne ich aber in Siebenbürgen, im S-lichen Teile des Persányer Gebirges (Gegend von Holbak), dann im Gebirge Retyezát (Riu Zlat Gegend) und im Hegyesgebirge (Gegend von Paulis). Mit den nur wenig gepressten Quarzporphyren von Jablanica, Krusevo und Globočica identische Gesteine kenne ich im Persányer Gebirge (Gegend von P. Merului), sowie im ungarischen Bükk-Gebirge (Gegend von Óhuta). An letzterer Stelle brechen dieser Gesteine die postkarbonen Porphyroide durch, sind aber älter, als die mittlere Trias.

Bei der detaillierten Schilderung wollen wir zunächst die nicht oder kaum gepressten Eruptivgesteine betrachten, zu denen der Gabbro, der Diabas und der Quarzporphyr gehören.

GABBRO.

Die untersuchten Gabbroarten sind, was ihren Erhaltungszustand und ihre mineralische Zusammensetzung betrifft, sehr verschieden.

Ein typischer D i a l l a g a u g i t g a bb r o stammt aus der Nähe von Prizren, aus dem Tale gegen Grcare (Nr. 58 b.), wo derselbe, mit Diabas zusammen in bedeutender Verbreitung vorkommt. Dieses mittelkörnige, dunkelgraue Gestein hat eine sehr einfache mineralische Zusammensetzung. Überwiegend herrscht der *Labrador* (Ab_{54} bis Ab_{32}) in breiten Lamellen vor, ausser demselben ist nur der ganz xenomorphe *Diallag* und der violettbraune *Augit* noch von Wichtigkeit. Die Kristalle des letzteren nähern sich der automorphen Form an und sind als Einschlüsse ebenso im *Diallag*, wie im *Labrador* enthalten. Der *Ilmenit* bildet ziemlich viele und rosse Kristalle (bis 2 mm) und wird teils durch *Pyrit* verdrängt, bei Ausscheidung von *Titanit*. Es ist im Gesteine noch ziemlich viel *Zoisit* β und *Hämatit* ebenfalls zu finden. Es scheint als erwähnenswert, dass der *Labrador* an mehreren Stellen zu einem Aggregat von *Kaolin-Hydragillit* etc. umgelagert vorkommt, wogegen an den Pyroxenen nur sehr selten eine Uralitisierung minderen Grades wahrzunehmen ist.

Ein sehr interessantes Eruptivgebiet mag die Gegend der Ortschaft Zlipotok sein, wo eine ganze Serie von interessanten Gesteinen gesammelt wurde. Es sind hier hauptsächlich basische Tiefengesteine vertreten.

Von hier stammt ein gewöhnlicher D i a l l a g g a b b r o (Nr. 41 b.) Sein Feldspat ist *Labrador* und *Bytownit* (Ab_{58} bis Ab_{22}) der sich an mehreren Stellen tonig-glimmerig umgewandelt hat. Die frischen Kristalle sind durch eine feine und aus sehr vielen Indivi-

duen bestehende Zwillingsstreifung charakterisiert. An einigen Stellen beginnt der *Diallag* schon ebenfalls zu zersetzen, doch nur an seinen Rändern. Als Zersetzungsprodukt erscheint der sehr stark pleochroitische *Erinit* (np und $n\beta$ = kobaltblau, $n\alpha$ = blass gelblichbraun bis lebhaft gelb; die optischen Achsen öffnen sich nur kaum bei der negativen spitzen Bissectrix), welcher manckmal den ganzen *Diallag*krystall umhüllt. Am *Diallag* ist die vielfache Zwillingsbildung nach der Querfläche (100) bezeichnend, sowie die sehr vielen Einschlüsse von *Zoisit* β. Als Eisenerz kommt z T. *Titanmagnetit*, z T. *Ilmenit* und mit ihnen minimaler *Biotit* vor.

Vom selben Gebiete O-lich Zlipotok stammt auch ein grobkörniger, basischer Gabbro (Nr. 41.), der als ein G a b b r o p y r o x e n i t zu bezeichnen ist. Cca $^{3}/_{4}$ seines Materials besteht aus *Diallag*, $^{1}/_{4}$ desselben wird aus *Hypersthen*, *Labrador* (Ab_{50} bis Ab_{42}), *Magnetit*, *Titanmagnetit*, *Biotit*, *Pyrit* und *Zoisit* β zusammengesetzt. Die kleingradige Zersetzung ist dieselbe, wie im vorigen Gesteine, nur zeigt der *Diallag* hier Uralitisierung. In einen Teile des Gesteines findet sich auch braune *Hornblende* in minimaler Menge, mit *Diallag* poikilitisch zusammengewachsen.

Vom W-lichen Teile der gabbroidalen Masse von Zlipotok, aus dem gegen die Ortschaft herunterziehenden Tale wurde ein basischer Gabbro mit etwas wechselndem Materiale gesammelt (Nr. 43.), welcher von dem vorher beschriebenen Typus sehr abweicht. In seiner Hauptmasse ist derselbe ein *biotit*hältiger G a b b r o h o r n b l e n d i t, in seinen einzelnen Partien vermehrt sich aber der *Pyroxen* in solchem Masse, dass er mit der *Hornblende* fast gleichwertig wird. Der Feldspat ist überall sehr untergeordnet, eigentümlicherweise ist er aber viel saurer wie in den obenerwähnten basischen Gabbros: er steigt bis *Andesin* (Ab_{58} bis Ab_{66}). Der herrschende Bestandteil, die *Hornblende* kommt in ihrer stark gefärbten grünlichbraunen Varietät vor ($n\alpha$ = lebhaftgelb mit grünlichem Stich, $n\beta$ = grünlichbraun, $n\beta$ = sehr tief dunkelbraun), sie ist an einer Stelle mit dem *Diallag*, anderswo mit dem *Biotit* poikilitisch zusammengewachsen, manchmal aber mit beiden. Der *Diallag* ist ebenfalls xenomorph, bildet gedrungene Säulen und enthält als Einschlüsse sämtliche übrigen Gemengteile, ebenso wie die *Hornblende*. Der *Pyroxen* ist aber z. T. *Augit*, der winzige aber gut geformte Kristalle bildet.

Der *Biotit* kommt int zwei verschiedenen Arten vor, vorherrschend ist diejenige von dunkel gelblichgrauer Farbe, welche einen sehr starken Pleochroismus zeigt ($n\alpha$ und $n\beta$ = blassgelb, lebhaftgelb, $n\beta$ = bräunlichschwarz). Die andere Art ist von rostbrauner Farbe, mit etwas schwächerem Pleochroismus ($n\alpha$ und $n\beta$ = blass tabakbraun, $n\beta$ = dunkelrotbraun). Ihre optische Orientierung ist gleich, beide sind *Meroxen*. Die Menge des *Biotit*s wird stellenweise so gross, dass er zum herrschenden Bestandteil wird. Alle drei femischen Mineralien sind ziemlich frisch, man kann aber doch Uralitisierung minderen Grades ebenso am *Diallag*, wie an der *Hornblende* beobachten. Der *Biotit* fängt an manchen Stellen, entlang der Spalt-

flächen nach der Basis, zu chloritisieren an. Man findet weiter auffallend viel vom *Zoisit* β, dessen gedrungene Kristalle sogar die Grösse von 1 mm erreichen. Im *Biotit* ist etwas *Rutil* enthalten, hauptsächlich sagenitische Gitter bildend. Das primäre Eisenerz war *Magnetit*, wie es aus den hämatitischen und limonitischen Produkten ersichtlich is. In einer Gesteinsprobe ist auch *Pyrit* enthalten und es ist interessant, dass der Feldspat hier glimmerig ganz umgewandelt ist, wogegen die femischen Mineralien grösstenteils frisch blieben. An solchen Stellen findet man manchmal auch *Epidot*, in ziemlich gut ausgebildeten Kristallen.

DIABAS.

Es scheint, dass die Gabbroarten von Zlipotok in Diabase stufenweise übergehen. Dies wird durch den Gabbrodiabas (Nr. 41c.), gezeigt, der aus der Felsengruppe der Kuppe stammt. Seine Korngrösse ist nur etwas minder, wie diejenige der im Vorhergehenden beschriebenen Gabbroarten, doch ist die Form un die Zusammenwebung der herrschenden Minaralien, des *Plagioklas* und des *Pyroxen* diejenige der Diabase. Der *Plagioklas* (Ab_{52} bis Ab_{36}) bildet lange, schmale Lamellen (stellenweise 5 mm lang bei der Breite von nur 0·3 mm) und zerteilt an manchen Stellen die blassvioletten *Augit*kristalle, deren Menge so cca gleich seiner ist und die oft eine Sanduhrstruktur zeigen. In einzelnen Fällen habe ich auch *Diallag* beobachtet. Als Eisenerz tritt *Ilmenit* auf, aus welchem ausser unreinen Titanomorphit-Aggregaten auch *Titanit* ausgeschieden ist, aus winzigen Kriställchen bestehende Aggregate bildend. — Im allgemeinen ist dieser Diabas von ziemlich basischem Typus.

Einen vielmehr saureren Charakter zeigender Gabbrodiabas (Nr. 59.) wurde aus dem Bereiche der gabbroidalen Masse der Nähe von Prizren, bei Grčare, aus dem Tale von Ljubizda gesammelt, wo auch normaler Diabas vorkommt. Vorherrschend ist in ihm der *Labradorandesin* und *Andesin* (Ab_{54} bis Ab_{62}). Durch die Feldspatlamellen werden die sehr spärlich vorkommenden, blassgelben, gedrungenen *Augit*-Kristalle in Stücke geteilt. Die Struktur ist daher schon typisch ophitisch. Sonst enthält das Gestein dieselben Mineralbestandteile, wie der vorher erwähnte Gabbrodiabas.

Der gemeine körnige Diabas, von derselben Fundstelle enstammend (Nr. 59 a.), hat im allgemeinen ähnliche mineralische Zusammensetzung, er ist aber schon feinkörnig (durchschnittliche Korngrösse 0,8 mm). *Plagioklas* (Ab_{50} bis Ab_{58}) und *Augit* sind in ihm sehr unregelmässig verteilt, manche Partien bestehen fast ausschliesslich nur aus Feldspat mit spärlichem *Leukoxen*, wogegen an anderen Stellen auch *Augit* in bedeutender Menge vertreten ist. Wenn wir aber die Zusammensetzung des gesammten Gesteines in Betracht ziehen, so erscheint die Gesamtmenge des *Augit* als sehr wenig. Bezeichnend ist für das Gestein, dass *Plagioklas* und *Augit* vollständig frisch darin sind, das Eisenerz dagegen, welches ursprünglich,

wie es scheint, z. T. *Titanmagnetit*, z. T. *Ilmenit* war, ist ganz zersetzt. Es sind noch aus dem Gesteine die winzigen *Pikotit*körner zu erwähnen, welche auch in einzelnen kleinen Aggregaten sich anhäuften. Im Inneren der automorphen Kristalle von *Zoisit β* beobachtete ich wiederholt winzige Eisenerz-Einchlüsse.

Aus dem Bereiche der gabbroidalen Masse bei Prizren wurden auch Diabase effusiven Charakters im ziemlich grosser Abwechselung gesammelt. Sie stammen sämmtlich aus dem Tale von Grčare.

Den einen Typus bildet der mit *Calcit*adern durchzogene Diabasporphyrit (Nr. 58_1). Seine spilitische Grundmasse besteht vorherrschend aus *Plagioklas* (Ab_{64} bis Ab_{54}), sowie aus spärlichem *Augit;* die intersertal eingeschlossene Glasbasis ist vollständig farblos. Sehr bezeichnend für das Gestein sind die in der Grundmasse in grosser Menge und gleichmässig verteilten, unreinen *Titanit*-Aggregate, welche gewiss aus *Ilmenit* entstammten. Die breiten *Labrador*einsprenglinge (Ab_{52} bis Ab_{28}) zeigen immer polysynthetische Zwillingsbildung und sind hie und da calcitisiert.

Den anderen Typus bildet derjenige dichte Spilitdiabas (Nr 58_2), dessen Korngrösse etwas veränderlich ist, aber die durchschnittliche Grösse von 0·2 mm nur stellenweise erreicht, wogegen einzelne feine Plagioklasnadeln sich bis in die Länge von 0·6 mm. ausstrecken. Das Gestein besteht aus zwillingsgestreiftem *Feldspat* (Ab_{58}) und *Augit* von cca. gleicher Menge, der *Augit* befindet sich aber zumeist noch im Stadium von Kristalskeletten. Das spärliche Glas erscheint durch eine grünliche, chloritische Substanz gefärbt.

Von diesem Gesteine unterscheidet sich hauptsächlich in seinem Ausseren der Sptlitdiabasmandelstein (Nr. 58a), welcher noch viel dichter ist. Die Glasbasis — wenn auch nicht vorherrschend — ist doch von grosser Menge und die Korngrösse der kristallinischen Elemente (*Plagioklas, Augit, Ilmenit*) erreicht nur stellenweise die Grösse von 0·1 mm. Das Füllmaterial der Mandelhohlräume ist *Calcit, Pyrit, Limonit, Prehnit, Chlorit, Delšessit,* in einem Falle *Chalcedon.*

PLAGIAPLIT.

Wurde aus der gabbroidalen Masse von Zlipotok, von der Felsengruppe der Kuppe gesammelt (Nr. 42.). Es ist ein feinkörniges Gestein von weisser Farbe, das ich hier wegen seiner sehr charakteristischen Eigenschaften behandle. Es besitzt die Korngrösse von 0·5 mm und besteht fast ausschliesslich aus *Plagioklas* u. zw. aus *Oligoklas* und *Andesin* (Ab_{82} bis Ab_{60}), zu denen sehr wenig verbleichter *Biotit* und *Magnetit,* sowie *Zirkon* und *Turmalin* in minimaler Menge sich gesellen. Die Kataklase ist am Gesteine sehr gut auszunehmen: die Zwillingstreifen der polysynthetisch zwillingsge-



streiften Feldspäte sind verbogen und es ist sogar ihr Zerbrechen in mehrere Partien ebenfalls zu beobachten. Ein Teil des sonst frischen Gesteines ist reich an *Calcit.*

Dieses Gestein der Zlipotoker Masse ist auch vom Gesichtspunkte der Analogie mit der gabbroidalen Masse des ungarischen Bük-gebirges von grosser Wichtigkeit.

QUARZPORPHYR.

An den hier zugeteilten Gesteinen sind die Spuren der dynamischen Einwirkungen, besonders an der Hand des mikroskopischen Bildes, ohne Ausnahme nachweisbar.

Die Quarzporphyre kommen nach den Angaben von ROTH v. TELEGD in kleineren Durchbrüchen S-lich Globočica (Nr. 25.), bei Krusevo etwas NW-lich von der Ortschaft im Tale (Nr. 26., 26a.) und S-lich Prizren bei Jablanica, neben dem Wege am Fusse des Cviljen-Berges (Nr. 54.) vor. Es erscheint das Gestein von Krusevo verhältnismässig am stärksten gepresst.

Allgemein charakteristischer Zug dieser Gesteine ist, dass in ihrer überwiegenden Grundmasse *Quarz, Orthoklas, Oligoklas* und *Oligoklasandesin* porphyrisch ausgeschieden sind.

Die Grundmasse ist sehr dicht. Ihre durchschnittliche Korngrösse beträgt beim Gesteine von Globočica nur 25 μ, sie kann aber trotzdem nicht felsitisch genannt werden, da die zusammensetzenden Körner auch einzeln gut zu unterscheiden sind. Man könnte diese Struktur eher eine sehr dichte mikrogranitische nennen. Vorherrschend ist der *Quarz*, der regellose Körner bildet. Der Feldspat hat eine ähnliche Form, bildet aber im allgemeinen grössere Körner, an denen Glimmerbildung und Kaolinisierung zu beobachten ist. Die Grundmasse des Porphyrs von Krusevo ist felsitisch mit ineinander übergehenden Feldspatflaumen, deren Grösse durchschnittlich 2 μ beträgt, doch sehr ungleichmässig ist, stellenweise viel grössere Dimensionen erreicht: hier ist die Struktur typisch granophyrisch. Die Menge des Feldspats ist im Verhältnis zum *Quarz* sehr untergeordnet. In beiden Gesteinen findet man noch *Magnetit* in minimaler Menge, hauptsächlich in Form von ferritischen Haufen. Hie und da erscheinen in kleinen Nestern *Chlorit* und *Epidot.* Die Grundmasse des Gesteines von Jablanica ist abweichend. Sie ist mikrofelsitisch, mit vollständig farblosem Glase. Die Grösse ihrer kristallinischen Elemente erreicht aber stellenweise das Mass von 60 μ, wobei *Quarz* und Feldspat in beiläufig gleicher Menge vertreten sind, nur stellenweise wird der Feldspat vorherrschend. Diese Grundmasse enthält im Gegensatz zu derjenigen der vorher erwähnten Gesteine viel *Limonit*, in dessen unregelmässigen Aggregaten (Pseudomorphosen ?) auch der *Epidot* erscheint.

Anlässlich der chemischen qualitativen Bestimmungen erwies

sich die Grundmasse dieser Gesteine als sehr kaliumreich und es ist auch auf Grund der observierbaren optischen Eigenschaften wahrscheinlich, dass der Feldspat, wenigstens zum Teile, *Orthoklas* ist.

Die Einsprenglinge sind Krystalle von *Quarz* und *Feldspat* Der *Quarz* herrscht nur im Porphyr von Jablanica vor, seine Form zeigt hier sehr deutliche Dihexaëder-Durchschnitte, die Korrosion ist aber überall nachzuweisen. In den Porphyren von Globočica und Krusevo wurde der *Quarz* sehr stark resorbiert und die Einbuchtungen, sowie deren Durchschnitte: Hohlräume von sehr verschiedener Form, erscheinen durch eine viel dichtere Grundmasse ausgefüllt, als diejenige des einschliessenden Gesteins selbst ist. Dies zeigt, dass das in die schon erhärteten Quarzkrystalle eingedrungene Magma seine Krystallisationsfähigkeit rascher verloren hat, wie sonst irgendwo. Die Porphyrquarze zeigen deutlich die Presswirkung: ihre Auslöschung ist manchmal in so grossem Masse undulös, dass sie stellenweise wie zwillingsgestreift aussehen. An anderen Stellen aber, obzwar sie nicht zerbrochen sind, können in ihnen nach ihrer Extinktion verschiedene Partien unterschieden werden. Der häufigste Fall ist derjenige, wo sie in solcher Weise in vier verschiedene, aber natürlich ineinander übergehende Auslöschungen zeigende Partien geteilt wurden. Ähnlich ist der Fall, wo sie mit einem unregelmässigen und verwischten, schwarzen Kreuze auslöschen.

Der porphyrische Feldspat ist *Orthoklas* und *Plagioklas* von der Art Ab_{86} bis Ab_{72}. Der Porphyr von Jablanica enthält nur *Orthoklas*, wogegen in den übrigen *Plagioklas* der herrschende ist. Der Feldspat löscht ebenfalls undulös aus, doch in viel kleinerem Masse, wie der *Quarz*, so dass diese Eigenschaft manchmal nur bei sorgfältigster Beobachtung zu bemerken ist. Spuren von einer magmatischen Resorption sind fast bei jedem Feldspat nachzuweisen. Das femische Mineral wurde nicht nur vollständig zersetzt, sondern sein Material teilte sich auch in den Gesteinen auf. Man kann noch hie und da kleinere epidotisch-chloritische Häufchen finden, die Form derselben ist aber ganz unregelmässig so, dass man nicht einmal darauf schliessen kann, was da ursprünglich vorhanden war. Es ist noch etwas mikroporphyrischer *Magnetit* zu erwähnen, an den sich *Apatit, Zirkon* und *Rutil* anheften.

— — —

Bei den stark gepressten Eruptivgesteinen müssen wir diejenigen unterscheiden, an denen die ursprüngliche Art noch zu entnehmen ist und diejenigen, vollständig metamorphen Gesteine, bei denen die Art nicht mehr, höchstens nur die Gruppe zu bestimmen ist, der sie ursprünglich angehörten. Die vorhererwähnten Sorten beschreibe ich unter ihren eigenen Gesteinsnamen, die letzteren werden aber unter den Namen Porphyroid, Porphyritoid und Diabasoid behandelt. Unter den Porphyroiden befinden sich auch derart metamorphe Exemplare, an denen nicht einmal der eruptive Ursprung zu bestimmen ist.

GEPRESSTER PORPHYR.

In dieser Serie ist das Gestein Nr. 2 b. am unversehrtesten verblieben, es ist noch am wenigsten gepresst. Es kommt N-lich von Šajna mit stark ausgewalztem Granit und Porphyroid zusammen vor. Seine Farbe ist blass violett, an seinen Absonderungsflächen ist schwacher Seidenglanz zu beobachten.

Die Presswirkung ist besonders unter dem Mikroskop deutlich zu beobachten und zwar hauptsächlich an der Grundmasse. Die ausserordentlich feinen *Feldspat-* und *Quarz-*Flaumen und die *Serizit*blättchen sind in einer Richtung ausgebildet, die einzelnen Kriställchen erreichen höchstens die Grösse von einem μ. Es ist auch ziemlich viel *Magnetit* und *Hämatit* vorhanden, deren aus winzigen Körnern bestehende Häufchen gleichfalls in einer Richtung verlaufen. Es ist eigentümlich, dass die Einsprenglinge, der *Orthoklas* und *Oligoklas* keinen besonders grossen Grad der Metamorphose zeigen. Sie sind zwar etwas gerunzelt, doch nicht zertrümmert und erscheinen nur in geringem Masse glimmerig.

Das Gestein war ursprünglich brecciös. Die Umrisse der einzelnen Fragmente sind trotz der hochgradigen Umkristallisation der Grundmasse des Einschliessgesteines gut zu entnehmen. Am häufigsten kommt unter ihnen ein felsitischer Porphyrit vor, dessen Fluidalstruktur jetzt noch gut zu sehen ist, Einsprengling darin ist der *Labrador*,es sind aber auch aus *Chlorit* und *Calcit* bestehende Pseudomorphosen zu sehen, deren Form an *Pyroxen* erinnert. Im Gesteine kommen dann noch Granit-Einschlüsse vor, die zwar stark verändert, doch nicht in solchen Masse ausgewalzt erscheinen, wie die weiter unten zu behandelnden Granite, denen sie sonst sehr ähnlich sind. Weitere Einschlüsse sind noch : umkristallisierender Tonschiefer und feinkörniger Kalkstein.

GEPRESSTER GRANIT.

Es wurde eine ganze Serie von stark gepresstem Granit untersucht. Die Fundstelle von einem grossen Teile derselben ist die Gegend von Šajna, wo sie N-lich der Ortschaft (Nr. 2.), dann am Wege nach Zerze (Nr. 7.) und O-lich von Šajna, nördlich vom Bergrücken bei Radeši (Nr. 20.) gesammelt wurden. Ih ihrem Äusseren sind diese Gesteine sämtlich etwas porphyroidartig : makroskopisch sieht man an ihnen im grünlichgrauen, oder grauen Grunde grosse, weisse oder gelbliche Feldspäte. Die Gesteinsprobe Nr. 2. erscheint am meisten gepresst, an derselben ist auch eine Schieferstruktur wahrzunehmen, die übrigen treten massig auf.

Auch in der Umgebung der Ortschaft Brodešan wurden mehrere solche ausgewalzte Granite gesammelt. Unter diesen scheint noch am unversehrtesten das Exemplar zu sein, das vom Rücken O-lich

der Ortschaft stammt (Nr. 9.), wogegen die im Tale O-lich Brodešan (Nr. 10.) und im N-lichen Zirkus der Kuppe Kari Kosine, oberhalb der unteren Meeraugen (Nr. 15.) gesammelten Exemplare schon zu Schiefergesteinen gepresst wurden. Im letzterwähnten Exemplare vom Kari Kosine ist auch ein interessanter Aplitgang enthalten. Die Gesteine aller drei Fundstellen gehören schon zu einer basischeren Art des Granits, die schon dem Quarzdiorit sehr nahe steht.

Am stärksten gepresst unter sämmtlichen Granitarten des Gebietes erscheint das porphyroidartige Gestein, welches N-lich von den vorhergenannten, in der Nähe von Monastirica, O-lich der Ortschaft, am Rücken vorkommt und hier eine einsame, herausstehende Felsengruppe bildet (Nr. 49.). Schliesslich untersuchte ich noch einen gepressten Granit, welcher vom Weiten im S, aus der Nähe von Restelica, von der Kuppe NO-lich der Ortschaft stammt (Nr. 38.). Diese letzteren von Monastirica und Restelica sind blass grünlichgraue, schieferige Gesteine mit zerdrückten Feldspäten und *Quarz*linsen.

Die ursprüngliche granitische Struktur ist zwar meistens noch zu sehen, sie erscheint aber schon hie und da klastoporphyrisch, da die einzelnen Mineralien, besonders der *Quarz*, aber z. T. auch die Feldspäte zertrümmert wurden und in diesem Trümmerhaufen sind immer auch in grösseren Teilen erhalten gebliebene Körner enthalten. Die Zergliederung wurde bei den Feldspäten auch noch dadurch gesteigert, dass die Glimmerbildung entlang der Spalt- und Absonderungsflächen in das Innere der Kristalle hineindrang und diese, sich ümmer weiter verbreitenden, glimmerigen Adern haben die noch frisch gebliebenen Feldspatpartien immer mehr auseinander gerückt. Die ursprüngliche granitische Struktur ist aber auch an solchen porphyroidartigen Teilen noch zu erkennen dadurch, dass Teile, die vorwiegend aus Quarzfragmenten bestehen, sich mit vorwiegend aus Feldspattrümmern bestehenden Partien abwechseln, deren Konturen manchmal auch durch eine Eisenoxydhaut markiert werde Diese eisenoxydische, manchmal chloritische Färbung kann vielleicht dadurch entstanden sein, dass das femische Mineral schon vor der Pressung, oder aber in einem Anfangsstadium derselben zersetzt wurde und seine Substanz schon damals in den Gesteinen sich verteilte, wo *Quarz* und *Feldspat* noch nicht zertrümmert waren, doch der Zusammenhang zwischen den einzelnen Kristallen schon etwas gelockert wurde so, dass die Lösung eindringen konnte. Solche porphyroidartige Teile treten aber nicht allgemein auf, da zusammenhängende Granitteile noch überall vorhanden sind.

Die ursprüngliche Textur ist am besten im Gesteine des Bergrückens bei Radeši erhalten geblieben, in dem die Glimmerbildung sehr stark, die Kataklase aber nicht zugross ist, so, dass noch der, mit Feldspat pegmatitisch verwachsene, anderswo lückenausfüllende *Quarz* auch zumeist in seiner ursprünglichen Form erhalten geblieben ist. In den stark ausgewalzten, zerquetschten Gesteinen von Brodešan ist dagegen die Glimmerbildung minimal, die Zertrümmerung

aber sehr stark. Bei den neugebildeten Mineralkörnern (*Quarz, Albit* etc.) ist eine intensive Ausbildung in der Richtung der Schieferung zu beobachten. Ähnlich ist es auch beim Granit von Restelica. Das Erkennen der ursprünglichen Struktur gelingt beim Gesteine von Monastirica am schwersten, da in demselben die Zertrümmerung mit intensiver Glimmerbildung verknüpft ist. Das Gestein vom Wege nach Zerze (Nr. 7.) macht den Eindruck, als wenn es ursprünglich eine Arkose gewesen wäre. Vollständig zerquetschte und umgewandelte Teile wechseln in ihm mit fast ganz unversehrten Granitpartien ab, wo *Quarz* und *Feldspat* in ihrem ursprünglichen Raumverhältnisse zueinander geblieben sind. Diese beiden verschiedenen Partien werden manchmal durch ein *Calcit*häutchen von einander getrennt, an anderen Stellen ist zwischen ihnen auch minimale tonige Bindesubstanz zu beobachten.

Wenn wir nun die einzelnen Mineralien betrachten, so müssen wir konstatieren, dass der *Quarz* den metamorphosierenden Einwirkungen gegenüber in manchen dieser Gesteine etwas schwächer widerstehen vermochte, als der *Feldspat*; er wurde schneller zertrümmert und kristallisierte sich auch rascher um. In denjenigen Graniten, in denen von den Neubildungen nur *Feldspat* und *Quarz* zu finden sind — (der spärliche *Chlorit* und Eisenerz kann ausser acht gelassen werden), *Serizit, Kaolin* etc. aber nicht, (wo also auf Glimmerbildung, Kaolinisierung, welcherart der Feldspat umändern können hätte, nicht zu denken ist), — besteht die überwiegende Mehrzahl der Neubildungen aus *Quarz*, der Feldspat ist aber in ihnen nur minimal vertreten. Es ist dies aber auch an der Hand der Relikte und des Erhaltungszustandes derselben zu konstatieren, so besonders deutlich beim Granite von Restelica, wo ein grosser Teil der Feldspäte noch frisch und verhältnismässig unversehrt ist, wogegen der in grosser Menge vorhandene *Quarz* grösstenteils in winzigen Trümmern, sowie in Form von noch feinkörnigeren Neubildungen vorkommt. Der *Quarz* zeigte sich hier somit der Pressung gegenüber weniger indifferent, als der *Feldspat*.

Unter den Feldspäten ist der *Mikroklin* am frischesten verblieben, er ist auch in zertrümmertem Zustande nicht glimmerig, er ist auch dort noch frisch, wo der aus dem ursprünglichen *Mikroklin*kristall entstandene Trümmerhaufen durch die Druckkraft linsenförmig gepresst wurde. Der *Orthoklas* leistete den metamorphisierenden Wirkungen ebenfalls einen ziemlichen Widerstand, obzwar er in einzelnen Gesteinen, so in den Exemplaren von Šajna, ziemlich glimmerig ist. Am stärksten glimmerig sind die Feldspäte aus der Reihe vom *Oligoklas* und *Andesin*. Unter den neugebildeten Feldspäten konnte ich nur den *Albit* bestimmen, dessen Erscheinungsform gerade dieselbe ist wie die des neugebildeten *Quarzes*, mit dem er die Rolle der Vorbereitung der schieferigen Textur teilt. Nur im Gesteine von Monastirica — am stärksten verändert — fand ich den *Albit* porphyroblastisch ausgeschieden.

Das usprüngliche femische Mineral, welches — nach Form

und Umbildungsart beurteilt — wenigstens an einigen Stellen *Biotit* war, hat sich z. T. zu *Chlorit* umgeändert, z. T. ausgebleicht. Der so entstandene weisse Glimmer unterscheidet sich auffallend vom *Serizit*, der aus Feldspat entstanden ist, auch schon dadurch, dass er in Form von grösseren Blättern und blätterigen Aggregaten, mit *Limonit, Rutil* etc. zusammen vorkommt, er hat aber auch immer einen Stich in's Braune. In einem Granite von Šajna und in einem von Brodešan sind auch solche chloritisch-limonitische Pseudomorphosen enthalten, die einst vielleicht Hornblende-Kristalle waren. Zumeist sind aber die femischen Minerale nicht nur vollständig umgewandelt, sondern auch ihre Substanz hat sich im Gesteine zerteilt.

Das minimale Eisenerz ist *Limonit*, sehr selten *Hämatit, Rutil, Zirkon, Apatit* haben ihre normale Erscheinung; mit dem *Chlorit* kommen auch *Epidot* und *Titanit* vor. Das Gestein des Bergrückens bei Radeši und das von Restelica enthalten *Zoisit* β und auch *Granat*. Winzige Granatkristalle kommen auch im Gesteine von Monastirica vor.

Das Gestein des aus dem Granite des Brodešaner Tales erwähnten Granitaplit-Ganges ist feinkörnig, (durchschnittlich 0·8 mm), stark kataklastisch, aber ganz frisch. Es besteht aus *Quarz* und *Orthoklas*, nur zerstreut findet man in ihm hie und da einen glimmerigen *Albitoligoklas*-Kristall. Ausser den hämatitischen-chloritischen Pseudomorphosen, die auf *Biotit* hinweisen, ist ziemlich zertrümmerter *Turmalin*, dann *Zirkon* und *Apatit* in ihm enthalten. Die Metamorphose äussert sich hier hauptsächlich in der Kataklase, welche aber von viel geringerem Grade ist, wie beim einschliessenden Granit.

GEPRESSTER QUARZDIORIT.

Es ist ein basischeres Gestein (Nr. 18.), als die vorher beschriebenen und wurde W-lich Šajna, bei der Ortschaft Krštes, im unmittelbaren Liegenden des triadischen Kalkes von Koritnik gesammelt. Es erscheint dunkelgrau, feinkörnig, massig.

Die bedeutende Stresswirkung ist unter dem Mikroskop sehr gut zu beobachten. Es ist interessant, dass nach der Zertrümmerung der *Quarz* in grösseren Körnern erhalten geblieben ist, wogegen der *Feldspat* nicht nur vollständig zermalmt, sondern an den meisten Stellen auch zu einem sehr feinen *Quarz-Feldspat* Aggregate umkristallisiert wurde. Die Glimmerbildung ist sehr untergeordnet. Die ursprünglichen Feldspat-Körner gehören der Reihe *Andesin*, an (Ab_{66} bis Ab_{58}), die Neugebildeten aber, wo sie überhaupt zu bestimmen sind, stellten sich als *Albit* heraus. Die grossen Kristalle der *Hornblende* sind gerade so gerunzelt, wie sonst die Glimmerblättchen zu sein pflegen und sind auch mehrfach zerspaltet; in die Spalten drang das neugebildete *Quarz-Feldspat-Glimmer* Aggregat ein. Hie und da wurde die *Hornblende* molekularisch vollständig umgelagert, die Pseudomorphose mit verwischten Kon-

turen wird durch *Epidot*, etwas Eisenerz und hie und da *Chlorit* markiert. An manchen Stellen ist die *Hornblende* uralitisiert und zusammen mit dem *Uralit* bildete sich auch *Tremolit* aus. Die Umkristallisierung ist daher sehr tiefgreifend.

GEPRESSTER GABBRO.

Wurde aus dem Gebiete der Ortschaft Brodešan, vom Rücken, welcher gegen die Kuppe Kari Kosine sich zieht, gesammelt (Nr. 14.). Nach seinem Äusseren scheint er ein mittelkörniger Uralitgabbro zu sein. Die gabbroidale Struktur ist unter dem Mikroskope stellenweise noch augenscheinlich, in anderen Partien aber schon ganz verwischt. Die breiten, lebhaft grüngefärbten, manchmal uralitartigen *Amphibol*-Kristalle sind zumeist ganz xenomorph, ähnlich, wie im poikilitischen Gabbro die *Diallag*-kristalle. Sie sind gefleckt, die Flecken bestehen ebenfalls aus grünlichem *Amphibol*, dessen Orientation aber eine ganz andere ist, als diejenige des Hauptkristalles, von dem er manchmal auch durch seine Farbe differiert, — wenn auch nur in Nuancen. Der Feldspat erscheint im allgemeinen sehr umgewandelt, wo er noch zu bestimmen ist, hat er sich als *Labrador* herausgestellt, erscheint aber an vielen Stellen in Form eines Aggregats von *Epidot, Albit* und *Quarz*, dessen einzelne Körner in die Ebene der Schieferung sich ordneten. Hie und da kommen auch einige braune *Amphibol*-Rückstände vor. Auf den *Ilmenit* kann man aus den massenhaften titanitischen *Leukoxen*-Aggregaten schliessen, die sich manchmal ebenfalls in der Ebene der Schieferung ausstreckten ebenso, wie die massenhaften *Epidot*-Aggregate. Durch Zersetzung des *Amphibols* entstand stellenweise auch *Pennin*. Es ist im Gesteine noch viel *Zoisit β* und minimales *Calcit* enthalten, alle beide in Form von markanten, automorphen Kristallen. Der *Pyrit* tritt entweder in einzelnen Kristallen, oder aber in einzelnen Aggregaten auf, seine Hämatitisierung ist eine allgemeine Erscheinung.

Dieses Gestein war neben den dynamischen Wirkungen (wahrscheinlich vorher) auch Kontaktwirkungen ausgesetzt.

GEPRESSTER DIABAS.

Eine molekulare Umlagerung ganz eigentümlicher Art war an dem Diabas zu konstatieren, welcher O-lich der Ortschaft Brodešan gesammelt wurde (Nr. 9 a). Im Äusseren des dunkelgrünen, feinkörnigen Gesteines ist keine Schieferung zu bemerken. Ganz frische Kristalle und zwar in bedeutender Menge findet man hier nur aus dem hellgelben *Augit* (durchschn. 0·6 mm), an denen die ursprüngliche ophitische Struktur noch ganz gut zu sehen ist. Diese *Augit*-

körner sind in einen feinkörnigen Kristallhaufe eingebettet, welcher aus in der Schieferungsfläche geordneten *Albit, Epidot, Serizit, Zoisit, Pennin, Titanit, Klinochlor, Granat* und *Quarz*körnern und Lamellen besteht. Der in die *Augit*kristalle eingeschlossene *Feldspat* ist zwar nicht zerfallen, doch erscheint er derart zersetzt, dass er näher nicht bestimmbar ist. Die aus den *Ilmenit*kristallen entstandenen *Leukoxen*-Aggregate, begleiten im Gegensatz zum vorhergenannten Gabbro, hier die Schieferungsrichtung nicht.

HORNFELS.

Im Anschluss an die Eruptiva sind zwei Hornfelse zu erwähnen, an denen auch dynamische Wirkungen zu beobachten sind. Der eine stammt aus dem Gebiete von Restelica, vom Kamme, der gegen die Kuppe Prvo Vrača sich zieht (Nr. 31 a.) Es ist ein graulich weisses, dichtes Gestein, an dem etwas Schieferung auszunehmen ist. Der andere Hornfels wurde in der Umgebung von Monastirica gesammelt, wo er oberhalb der Ortschaft O-lich, nahe zur Kuppe vorkommt (Nr. 48.). Es ist ein graulich grünes, dichtes Gestein, mit faserigem Bruche.

Sie sind von einander verschieden zusammengesetzt. Der Hornfels von Restelica ist von porphyroblastischer Struktur. Sein Grundgewebe besteht vorwiegend aus einem *Quarz-Feldspat* Aggregat, aus *Serizit* und aus *Chlorit*. Das *Quarz-Feldspat*-Aggregat ist stellenweise äusserst fein, so, dass die Art der einzelnen winzigen Körnchen nicht immer zu entscheiden ist. An anderen Stellen treten bedeutend grössere Körner auf. Dadurch ist die gefleckte Struktur des Grundgewebes enstanden. Der *Feldspat* besitzt überall eine schwächere Lichtbrechung, als der *Quarz*, hie und da war er als *Albit* bestimmbar. Ausser diesen Bestandteilen ist überall etwas *Graphitoid* nachzuweisen, welches sich stellenweise anhäuft und dunkle Flecken bildet. Der *Titanit* steht mit tonigen Teilen in Verbindung. Unter den Porphyroblasten ist am charakteristischesten der in ziemlich grosser Menge auftretende *Staurolith*, welcher gedrungene Säulen aufweist, deren beide Enden gefranzt erscheinen. Kreuz- oder schiefkreuzförmige Zwillinge kommen oft vor. Die Form des *Staurolith* ist manchmal auch dann gut ausgeprägt, wenn er kleinere Haufen bildet. Die Kristalle sind förmlich überhäuft von *Quarz*körnern. Die grösseren *Quarz*körner sind unregelmässig und kommen hauptsächlich in grösseren Knoten vor, erscheinen stets stark kataklastisch. Der *Calcit* kommt ausschliesslich nur porphyroblastisch vor und bildet entweder scharf autoblastische Einzelkristalle, oder aber unregelmässig gekörnte Aggregate. Der *Titanit* kommt ebenfalls in Form von grösseren Kristallen vor, deren Gestalt aber noch undeutlicher ausgeprägt ist, als diejenige der winzigen *Titanit*kristalle des Grundgewebes, da er in den meisten Fällen in Form von langge-

streckten Linsen zu finden ist. In anderen Partien des Gesteines ist in den tonigen Knoten auch *Epidot* enthalten, Solche Partien sind reicher an Calcit. In wieder anderen Partien des Gesteines kommen auch *Granat*kriställchen vor, die manchmal *graphit*-artigen Staub in sich einschlissen.

Im Grundgewebe des Hornfelses von Monastirica tritt der *Quarz* dem *Feldspat* und *Serizit* gegenüber stark in den Hintergrund. Er ist arm an tonigen und graphitoidischen Partien, doch reich an Eisenerzen, in Form von *Hämatit* und *Limonit*. In einzelnen Flecken ist viel *Rutil*, Aggregate aus feinen Nadeln bildend, enthalten. Unter den Porphyroblasten ist der *Andalusit* hervorzuheben, dessen Kristalle von charakteristischer Form, sowie seine Kristallgruppen ziemlich glimmerig sind und sich mikroskopisch zu einem Bilde ordnen, welches makroskopisch an den Fruchtschiefern zu beobachten ist. Porphyroblastisch erscheint noch der kataklastische *Quarz*.

Ein allgemeiner Zug beider Gesteine ist die Anordnung der Neubildungen nach einer Richtung, welche bei keinem der beiden Gesteine mit dem Verlauf der Tonstreifen und -Knoten übereinstimmt.

— — —

Bei den Gesteinen, welche in die nun folgende Gruppe von stark gepressten Bildungen gehören, ist wegen dem hohen Grade der Metamorphose sogar der eruptive Ursprung nur zum Teil sicher. Der grösste Teil derselben ist durch quarzreiche, sauere Gesteine repräsentiert, ein minderer Teil nahm von basischen Eruptiven seinen Ursprung.

PORPHYROID.

Ein grosser Teil von diesen Gesteinen wurde aus der Umgebung von Šajna gesammelt, wo sie im Tale von Zerze (Nr. 2a.), W-lich der Ortschaft in der Plava-Schlucht (Nr. 17.) und auch O-lich der Ortschaft (Nr. 20a.) vorkommen. Die beiden ersten Gesteine sind dünnblätterig, das dritte schieferig, ihre äussere Erscheinung ist sonst normal. Identische Gesteine wurden auch vom Šar-Pla-Planina-Rücken u. zw. O-lich Monastirica, von der Kuppe N-lich der Kobilica (Nr. 20a.), sodann vom Hange dieses Berges gegen Monastirica (Nr. 51.) gesammelt. Ersteres ist ein Porphyroid mit blätteriger Textur, letzteres ein dickschieferiges, dichtes Gestein mit Adern von *Quarz* und Sulfiderz.

Ihr Grundgewebe ist sehr fein (Korngrösse manchmal nuu μ) und besteht hauptsächlich aus dichtem *Serizit*haufen, *Quarz* und *Feldspat*. Herrschend ist hier der eine, dort der andere. Nur im Gesteine vom Bergrücken bei Radeši (Nr. 20.) treten sie in cca gleiche Menge auf. *Serizit* herrscht in den Gesteinen des südl. Tales von Šajna (Nr. 2a.) und der Kuppe N. von Kobilica (Nr. 50a.) vor, der *Quarz*

dagegen in denen von der Plava-Schlucht (Nr. 17.) und von Monastirica (Nr. 51.). Im letzteren Gesteine tritt *Serizit* wahrlich minimal auf. Der *Serizit* bildet entweder einzelne separate Schichten, wo er dann in Form eines sehr feinen Gewebes auftritt und gewöhnlich nur mit *Feldspat* sich gesellt, oder aber er ist gleichmässig verteilt, wo er dann grössere und besser ausgebildete Lamellen bildet, welche manchmal die normalen Eigenschaften des *Muskovits* besitzen. Der *Quarz* ist immer unregelmässig, mit verzahntem Rande und bildet Körner, die in der Richtung der Schieferung gestreckt sind. Genau dieselbe Erscheinung zeigen *Albit* und *Albitoligoklas* auch, obzwar sie gewöhnlich grössere Kristalle bilden und wasserhell sind. Es kommen aber stark glimmerige *Feldspat*-Relikte auch vor, deren Art sogar bis zum *Andesin* herabsinkt. Im Grundgewebe sind dann noch minimaler *Limonit, Hämatit,* weiters *Pennin* in hellgrünen Schuppen, hie und da ein *Epidot*körnchen (Radeši) und schliesslich *Rutil* und *Zirkon* in zerbrochenen Säulchen enthalten.

Der klastoporphyrische *Quarz* erscheint meist in Aggregaten, doch kommt in einem Stücke verbliebener Porphyrquarz auch vor, in welch' letzterem resorptionale Spuren, Gas- und Flüssigkeitseinschlüsse zu finden sind. Die *Quarz*körner werden oft von einem Anwachshofe umgeben. Die porphyrischen Feldspäte: *Orthoklas, Mikroklin, Oligoklas* und *Oligoklasandesin* treten zumeist als Einzelkristalle, seltener als Aggregate und zwar stets im Form von Bruchstücken auf. Frisches Porphyroblast aus *Albit* kommt sehr selten vor (Gestein dem aus N-Tal von Šajna). Im Gesteine vom Bergrücken bei Radeši (Nr. 20.) kommen diese grösseren *Quarz-* und *Feldspat*relikte beinahe immer zusammen vor, manchmal in einer Art verwoben, welche an die granitische Struktur erinnert. Hier findet man auch die meisten klastoporphyrischen Mineralien.

Das Material der Erzadern, welche in dem einen Gesteine von Monastirica zu sehen sind, besteht aus lepidoblastischem *Quarz*aggregate, aus *Galenit* und *Sphalerit.*

Nach dem mikroskopischen Bilde beurteilt, konnten die Gesteine aus der Plava-Schlucht, sowie aus der Umgebung von Monastirica Porphyre (Quarzporphyr, Mikrogranitporphyr, bzw. das Gestein von Monastirica Nr. 51. eine Art von porphyrischen Aplit) gewesen sein, das Gestein vom Bergrücken bei Radeši (Nr. 20), war ursprünglich vielleicht ein Granit, das Gestein aus dem N-tal von Šajna hingegen irgendein Porphyrtuff, oder aber ein Quarzkörner enthaltendes, gewöhnliches Sediment.

PORPHYRITOID.

Er kommt in der Gegend von Monastirica, im gleichgenannten Tal, unterhalb der Einmündung des Baches, der von Struža herabläuft, vor (Nr. 52.). Das dunkelgraue, schieferige Gestein zeigt an seinen Absonderungsflächen einen schwachen Fettglanz.

Sein in der Richtung der Schieferung ausgebildetes Grundgewebe besteht aus ganz unregelmässigen *Feldspat*flaumen, zu denen ziemlich viel *Serizit* und *Epidot*, sowie etwas *Quarz* und *Magnetit* sich ebenfalls gesellen. Die Verteilung des *Quarzes* ist sehr ungleichmässig, er bildet mehr einzelne Knoten und Adern. Die *Epidot*kristalle haben manchmal eine ganz gute Form, zumeist kommen sie aber als Aggregate vor. Die Lichtbrechung des *Feldspats* ist wechselnd, meistens schwächer, selten cca gleich der des Kanadabalsams, die näher bestimmbaren sind Glieder aus der Reihe *Albit* und *Oligoklas*. Hie und da kommen auch titanitische Aggregate vor. Die Feldspäte des Grundgewebes sind teils Neugebilde, teils aber Trümmerrelikte.

Die grösseren Mineralkörner des Gesteines sind *Feldspäte*, die aber in einem sehr zersetzten Zustande sich befinden; die noch bestimmbaren sind Relikte von *Andesin* (Ab_{68} bis Ab_{58}). Die einstigen Feldspateinsprenglinge sind aber meistens zu einem Haufen von *Quarz, Albit, Epidot* und *Serizit* zerfallen, in deren Aggregaten aber auch Relikte immer zu finden sind. Die Form des ursprünglichen Feldspats ist überall stets gut erhalten. Die Stellen des femischen Minerals werden durch chloritische Aggregate, enthaltend *Epidot* und etwas *Limonit*, markiert. Das Gestein erscheint sonst etwas von brecciöser Struktur, obzwar die Konturen der einzelnen Fragmente ziemlich verwischt sind. Die Breccien besitzen im Grossen dieselbe Zusammensetzung, wie das einschliessende Gestein.

Dieser Porphyritoid kann ursprünglich irgendein saurer Porphyrit (Biotit-oder Amphibolporphyrit) gewesen sein.

DIABASOID.

Es ist eines der am stärksten umgewandelten Gesteine dieser Serie. Es stammt aus dem Gebiete von Monastirica, von der Kuppe N-lich der Kobilica (Nr. 50). Es ist dunkelgrün, schieferig und zeigt an seinen Absonderungsflächen einen schwachen Fettglanz.

Das Gestein besteht wesentlich aus *Epidot* und *Uralit*, zu denen etwas *Serizit, Quarz, Feldspat, Chlorit*, verhältnismässig viel *Leukoxen* und *Titanit*, sowie schliesslich etwas *Augit*relikt sich gesellen. Auf Diabas kann auf Grund der Form der *Augit*-Relikte und aus den Feldspateinschlüssen derselben geschlossen werden. Der *Uralit* hat eine blassgrüne Farbe, sein Pleochroismus ist auch schwach, an vielen Stellen geht er in *Tremolit* über. Der *Pistazit* bildet entweder grosse Einzelkristalle, oder aber Aggregate, die aus winzigen, abgerundeten Körnern bestehen. Der *Pennin* kommt immer in Haufen vor und gerade so der *Quarz* und *Feldspat* (*Albit*). Die *Serizit*knoten sind gewöhnlich in diesen gleichmässig verteilten *Quarz-Feldspat* Aggregaten eingebettet, er kommt selten mit *Pennin* vor. Aus der

Erscheinungsform der unreinen Flecken von *Titanit* und *Leukoxen* kann auf *Ilmenit* geschlossen werden. Die porphyroblastische Struktur ist am deutlichsten in der Ebene der Schieferung zu sehen, die grossen *Pistazit*kristalle sind auch hier xenoblastisch.

Ähnliche Diabasoide kenne ich auch aus dem Gebiete Plav, aus der Umgebung der Ortschaft Bjeluha, wo sie ebenfalls durch ROTH v. TELEGD gesammelt wurden.

— — — —

An den übrigen, aus dem Šar-Gebirge gesammelten Gesteinen ist ohne Ausnahme die Metamorphose in grösserem oder kleinerem Masse zu beobachten.

KRISTALLINER SANDSTEIN.

Zwei solche Gesteine wurden unter nähere Untersuchung genommen, beide stammen aus dem Bereiche der Ortschaft Šajna und zwar wurde das eine zwischen den Ortschaften Leboviste und Kukojan, (Nr. 24) das andere am Wege gegen Zerze gesammelt (Nr. 7a). Sie sind hellgraue, feinkörnige Gesteine. Der Sandstein von Leboviste zeigt gute Absonderungsrichtungen, kann ursprünglich ein toniger Sandstein gewesen sein, seine Bindesubstanz kristallisierte sich hauptsächlich zu *Serizit*, mehr untergeordnet zu *Quarz Feldspat*-Flaumen um. Die Tonrelikte bilden einzelne isolierte, doch ziemlich grosse Partien und sind stets von titanitischen Ausscheidungen begleitet. Winzige Toneinschlüsse sind in sämmtlichen Mineralen des Gesteines, besonders aber in den *Serizit*-Aggregaten reichlich zu finden. Es ist interessant, dass der *Rutil* in keiner Form in diesem Gesteine vorkommt. Sehr viel klastoporphyrischer *Quarz* und ziemlich viel glimmeriger *Feldspat* sind darin enthalten, in Körnern von der Grösse von durchschnittlich 0,3 mm. Ihre Menge ist beiläufig gleich derjenigen des Grundgewebes. Der Feldspat ist von sehr verschiedener Art: herrschend sind *Mikrokin* und *Oligoklas*, es konnten aber auch *Orthoklas* und *Plagioklas* mit Ab_{100} bis Ab_{58} bestimmt werden. Das Gestein entnält dann noch *Apatit* und *Hämatit* und in einem Tonrelikte fand ich wohlausgebildete *Zirkon*kristalle.

Der Sandstein von Zerze ist von etwas anderer Zusammensetzung. Er ist gleichwohl klastoporphyrisch, doch hat sich seine Bindesubstanz in erster Linie zu einem Haufen von *Quarz-Feldspat* umkristallisiert, *Serizit* erscheint nur sehr untergeordnet. Die sich schlingelnden, dünnen Tonbänder werden von einer bedeutenden Menge von *Rutil* begleitet und die Stellen des vollständig umkristallisierten Tones werden ebenfalls durch grosse *Rutil*-Haufen bezeichnet. Die grossen Mineralbruchstücke bestehen grösstenteils aus *Quarz*, welcher sehr stark kataklastisch ist, an vielen Stellen

aber zu linsenförmigen, feinkörnigen Trümmerhaufen wurde. Diese Trümmerhaufen geradeso, wie die grossen *Quarz*körner werden durch in Reihen geordnete, winzige *Quarz-Feldspat*körnchen, sowie durch *Serizit*blättchen umgeben und miteinander verbunden. Die grösseren *Feldspat*körner (Ab_{86} bis Ab_{60}) sind gleichfalls stark kataklastisch und mit einem Anwachshofe umgeben.

TONSCHIEFER.

Zu den Phylliten leitet derjenige bräunlichschwarze, in einzelnen Schichten dunkelgraue Tonschiefer über, dessen Absonderungsflächen runzelig erscheinen und von den massenhaften *Serizit*schuppen glitzern. Aus dem Gebiete von Restelica, W-lich des Berges Sredjna Vrača wurde das Gestein gesammelt. (Nr. 36 a.).

Der grösste Teil seines Materials besteht aus gelblichbraunem, rötlichbraunem, seltener aus graulichschwarzem, dichtem, amorphem Tone, in dessen Lücken viel *Quarz-Feldspat* und *Serizit* sich befindet, manchmal auch in grösseren Flecken. Es sind aber auch einige Schichtflächen, bis zur Mächtigkeit von 1 mm fast vollständig kristallinisch und bestehen aus *Quarz, Feldspat, Serizit, Chlorit, Hämatit, Epidot* und *Limonit*, in deren Haufen von winzigen *Rutil*nadeln begleitete kleine, Tonfetzen ebenfalls vorkommen. Dieser kristallinische Teil zeigt einen stufenweisen Übergang, indem die tonigen Partien sich sukzessive vermehren; in dem durch Eisenerz gefärbten, amorphen Ton und an der nächsten Schieferfläche ist wieder ein sukzessiver Übergang in die kristallinische Substanz zu beobachten.

Es ist deutlich zu beobachten, dass die Kristallisation entlang der einzelnen Schieferflächen begonnen hat, obzwar an einzelnen Flecken angehende Umlagerung ebenfalls zu beobachten ist.

PHYLLIT.

Dieses Gestein kommt in so grosser Mannigfaltigkeit in der Sammlung vor, dass es nicht umfassend behandelt werden kann.

Sericitphyllit ist der häufigste Typus. Solche wurden S-lich der Ortschaft Lestuna (Nr. 23.), bei Restelica an der Kuppe WSW-lich des Passes Čafa Restelica (Nr. 33.), sowie W-lich der Kuppe Sredjna Vrača (Nr. 36.), dann bei Struža, am Rücken gegen Kari Kosine (Nr. 45.) und aus dem Tale von Grčare (Nr. 56.) gesammelt. Die äussere Erscheinung dieser Gesteine ist sehr verschieden. Die Phyllite von Lestuna, Vrača und Grčare sind blassgrüne, blätterige, seidenglänzende Gesteine; in letzteren sind grosse Kalkstein-Einschlüsse und auch *Calcit*adern zu sehen. Der Phyllit aus dem Bereiche der Čafa Restelica hat dunkelgrüne Farbe und runzelige

Oberfläche, derjenige von Struža aber scheint ein stark gefaltetes, ganz verknittertes Gestein zu sein. Infolge der äusserst starken Faltung und wegen dem raschen Wechseln der Partien von verschiedener Farbe an den Querbrüchen, macht es den Eindruck als wenn es brecciös wäre.

Die Zusammensetzung dieser Gesteine ändert sich zwischen breiten Grenzen. Der Phyllit von Lestuna besteht vorwiegend aus *Serizit*, zu dem sich etwas *Chlorit*, sehr wenig *Quarz*, *Feldspat* und Ton gesellen. Der *Chlorit* wird in seinem grössten Teile durch *Erinit* repräsentiert. Der Ton wird von *Rutil*, *Epidot*, an anderen Stellen von *Titanit* begleitet. Der dunkle Phyllit von der Čata Restelica besteht ebenfalls hauptsächlich aus *Glimmer*, derselbe ist aber nur zum Teil *Serizit*, zum Teil aber dem *Biotit* ähnlich, eine unvollständig ausgebildete Glimmerart von schuppig-faseriger Struktur, welche auch einen schwachen Pleochroismus zeigt. Es sind aber auch glimmerarme *Quarz-Feldspat*-Partien vorhanden, deren einzelne Körner lang ausgestreckt .erscheinen. Die limonitischen, an anderen Stellen graphitoidischen Tonpartikeln, zu denen auch farbiger Glimmer sich gesellt, sind, indem sie verbogene Streifen bilden, sehr gute Repräsentanten der helizitischen Struktur. Der Ton wird weder von *Rutil*, noch von *Epidot*, oder *Titanit* begleitet. Der Phyllit von Vrača (Nr. 36.) ist fast ganz kristallinisch und besteht hauptsächlich aus Aggregaten von *Quarz-Feldspat* Körnern von der Grösse von 10-30 μ, mit etwas *Serizit* und sehr vielem *Rut.l.* Unter den Kristallen des letzteren Minerals befinden sich auch wohlausgebildete, gedrungene Zwillinge. Der Phyllit von Grčare ist stark kalkig, die unreinen kalkigen Partien sind in dem aus *Quarz-Feldspat-Serizit* bestehenden Grundgewebe gleichmässig verteilt. Die Tonrelikte werden nur durch *Epidot* begleitet. Viel *Zoisit* β ist im Gesteine enthalten.

Der Phyllit von Struža besitzt eine typisch helizitische Struktur, die durch die mehrfach zusammengelegten Tonschichtchen sehr gut zum Ausdruck gebracht wird. Der Ton ist stellenweise eisenhältig. Es is merkwürdig, dass der *Rutil*, der die Relikte des grauen und dunkelgrauen Tones in grosser Menge begleitet, um den eisenschüssigen Ton herum überhaupt nicht zu finden ist. Die Umkristallisationsprodukte sind in verschiedenen Schichten des Gesteines sehr verschieden. An manchen Stellen werden sie überwiegend durch granoklastisches *Quarz*aggregat repräsentiert, in dem auch *Serizit* und minimaler *Feldspat* vorkommt, an anderen Stellen herrscht der *Serizit* vor, durch *Albit* und sehr wenig *Quarz* begleitet und wieder anderswo kommt ein sehr dichter *Quarz*haufen mit *Graphitoid* vor. Der nur spärlich auftretende *Chlorit* ist gewöhnlich *Delessit*, selten *Pennin*. *Magnetit*, *Hämatit* und *Limonit* kommen meist in Form einzelner Knoten vor. Die Kalksteineinschlüsse des Gesteines sind vollkommen kristallinisch, aber sehr dicht. In den häufigen *Quarz*adern und -Linsen kommt auch *Turmalin* vor.

Die Gruppe des Quarzphyllits wird durch zwei, mit einander übereinstimmende Exemplare vertreten. Das eine stammt von der Kuppe NO-lich Restelica (Nr. 39.), das andere aus dem Gebiete von Struža, vom Wege, der gegen den Kari Kosine führt (Nr. 44.). Sie sind graulichgrüne, dickschieferige Gesteine, an ihren Absonderungsflächen seidenglänzend. Ihre Hauptmasse besteht aus einem sehr feinen *Quarz*aggregate, dessen einzelne Körner mittels Verzahnung aneinander sich anreihen. Viel spärlicher ist der *Serizit*, der auch in wohlausgebildeten Einzellamellen vorkommt und der *Pennin*, der stets unregelmässige Schuppen bildet. Obzwar auch diese drei Hauptbestandteile in der Schieferungsrichtung ausgebildet sind, wird die Schieferung am besten doch durch die Tonstreifen zum Ausdruck gebracht, die auch durch Eisenerz und *Serizit*-Ausscheidungen scharf markiert und sehr selten von *Rutil* und *Titanit* begleitet werden. Das Gestein von Restelica wird durch den spärlich, doch in Form von sehr scharfen R-s auftretenden *Siderit* charakterisiert, der etwas zersetzt ist. Das Gestein enthält verbleichten *Biotit* und auch *Apatit*.

NW-lich Šajna, in der Plava-Schlucht kommt ein dunkelgraues Gestein vor, welches am besten als graphitoidischer Phyllit bezeichnet werden kann (Nr. 2c.). Den Graphitoidgehalt der eigentlichen Graphitoidphyllite erreicht es von weitem nicht. Es ist ein dünnschieferiges Gestein mit einzelnen Löchern, die mit staubigem graphitischen Ton ausgefüllt sind. Es enthält auch einzelne grössere Feldspatkörner, die sich bei näherer Untersuchung als natronreiche *Orthoklase* herausstellten. Sie stellen zweifellos Relikte dar. Das Gestein erreicht überhaupt einen nicht besonders hohen Grad der Umkristallisierung. Es besteht hauptsächlich aus *Serizit*, mehr untergeordnet aus *Quarz* und *Feldspat*. Der graphitoidische Ton häuft sich aber stellenweise so an, dass die Aggregate der kristallinischen Elemente in ihm nur an isolierten Stellen erscheinen. Anderswo ist dagegen die Menge des Tones gering und der Graphitoid hängt damit engstens zusammen. Unter den Feldspäten konnten *Albit* und *Oligoklasalbit* bestimmt werden. Stellenweise häuft sich der ausgebleichte *Biotit* an. Es kommen noch *Hämatit*, *Limonit*, *Apatit* und *Titanit* vor.

Ebenso ist jener chloritische Phyllit von keinem reinen Typus, von dessen makroskopisch sehr verschiedenen zwei Repräsentanten der eine von der Kuppe Babasnica (Nr. 22.), der andere aus dem Bereiche der Ortschaft Struža, vom Rücken gegen den Kari Kosine (Nr. 45a.) stammt.

Der Phyllit von Babasnica ist von hellgrüner Farbe und schieferig, der *Calcit* bildet in ihm Adern, Nester und Porphyroblasten. Seine herrschenden Mineralien sind *Pennin* und *Quarz*, sein Gewebe ist wegen den isolierten Quarzpartien lentikulär. Die übrigen Gemengteile haben sich nach diesen zwei Hauptbestandteilen geordnet. In den quarzigen Partien findet man *Calcit* und *Serizit*, sehr spärlich *Albit* und verhältnissmässig viel *Apatit*. *Titanit* kommt

ebenso in den Quarzpartien, wie in den chloritischen Teilen vor, im *Quarz* bildet derselbe gut ausgebildete Kristalle, in den chloritischen Teilen gesellt er sich aber stets mit Ton von ziemlich grosser Menge. Der *Ton* wird stellenweise durch *Rutil* begleitet. Solche „Tonschiefernädelchen" sind auch in den quarzigen Partien häufig zu finden, doch ohne Ton, woraus zu schliessen ist, dass die Umkristallisierung des Tones in den Quarzpartien schneller vor sich gegangen ist. In den vorherrschenden chloritischen Teilen findet man noch etwas *Biotit*, *Magnetit*, *Limonit* und *Pyrit*.

Das Gestein von Struža ist dunkelgrün und sehr dicht, vorherrschend sind in ihm der *Chlorit* und *Serizit*. Der *Chlorit* ist hauptsächlich *Ripidolit*, untergeordnet *Pennin*, einige grössere Lamellen haben sich aber als *Klinochlor* herausgestellt. *Quarz* ist sehr wenig, doch von gleichmässiger Verteilung, seine winzigen Körner besitzen manchmal einen Anwachshof. Die spärlichen Tonpartikeln werden durch *Chlorit*schuppen geradeso eng umgeschlossen, wie die aus dem Ton ausgeschiedenen *Titanit*körner. Verbleichter, anderswo chloritisierender *Biotit* ist ziemlich häufig vorhanden. Es sind noch die blutroten *Hämatit*kristalle und -Aggregate zu erwähnen.

Es wurden typische Epidotchloritphyllite aus dem Gebiete v. Restelica gesammelt u. zw. aus dem oberen Restelica-Tale (Nr. 28, 28_1 und 28_2), vom W-lichen Abhange des Tales, welches gegen die Čafa Vrača führt (Nr. 31.) und W-lich vom Sredjna Vrača (Nr. 36a). Es sind heller — dunkler grüne, schieferig — blätterige Gesteine. Das eine Gestein aus dem Restelica-Tale neigt auch zur linearen Ausbildung. Alle diese Gesteine stimmen miteinander in der Beziehung überein, dass die Hauptmineralien in ihnen *Epidot* und *Chlorit* sind, denen dann der *Feldspat* folgt, weiters enthalten alle *Calcit*, welcher sich stellenweise etwas anhäuft, wie in den Gesteinen des Restelica-Tales, in denen auch ziemlich viel *Quarz* und nachträglicher *Amphibol* enthalten sind.

Der *Epidot* ist vorherrschend *Pistazit*, welcher entweder isometrisch körnige Aggregate, oder aber alleinstehende, autoblastische Kristalle bildet, seltener kommen *Klinozoisit* und *Zoisit* α vor. Der *Chlorit* ist im Tale von Restelica hauptsächlich *Ripidolit*, häufig mit *Serizit* vergesellschaftet, im Gesteine des Tales gegen die Čafa Vrača aber *Pennin* und *Klinochlor*, welche zusammen, oder separat ziemlich grosse Blätter bilden; im Phyllite von Sredjna Vrača findet sich *Pennin* mit violettroter Interferenzfarbe in grösseren Blättern und *Viridit* in Form von winzigen Schuppen und Sphärolithen. Der Feldspat ist im Gesteine der Čafa Vrača neugebildeter wasserheller *Albit*, in den Gesteinen der beiden anderen Fundstellen ist er aber ein unregelmässiges und zersetztes *Plagioklas*-Relikt von Ab_{60} bis Ab_{38}. Etwas *Albit* ist in denselben ebenfalls enthalten. Die *Plagioklas*relikte des Gesteines aus dem Tale gegen die Čafa Vrača sind breite, zwillingsgestreifte Lamellen (bis 1,5 mm), mit einem aus winzigen *Albit*-, *Kaolin*-, *Epidot*-, *Serizit*-Körnern und -Schuppen bestehendem Hofe. Im Gesteine von der Sredjna Vrača sind aber die Feldspatrelikte

Mikrolithe und Mikrolithaggregate (Grundmassepartien). Der *Calcit* kommt entweder in einzelnen Körnern, oder in dünnen Adern, Schichtchen und Linsen vor, er ist immer unrein und xenoblastisch. *Aktinolith* und *Tremolit* (oberes Restelica-Tal) bilden faserige und spiessförmige Bündel und vergesellen sich gewöhnlich mit *Epidot*. In den Phylliten von der Čafa Vrača und von Sredjna Vrača ist ziemlich viel *Leukoxen* und *Titanit* enthalten, im letzteren Gesteine auch ziemlich viel *Magnetit* und *Hämatit*. In den beiden anderen ist er aber minimal. Überall gesellt er sich mit *Albit*.

Der sedimentäre Ursprung der Gesteine des Tales von Restelica ist augenscheinlich, der Phyllit des Tales gegen die Čafa Vraca stammt von einem grobkörnigen gabbroidalen Gesteine, derjenige von Sredjna Vrača aber von einer Art Diabas.

Am zutreffendsten als chloritischer K a l k p h y l l i t kann dasjenige Gestein benannt werden, welches im oberen Restelica-Tale mit dem *aktinolith*-hältigen Phyllite zusammen vorkommt (Nr. 28a.). Es ist ein blassgrünliches, blätteriges, sprödes Gestein, sein herrschendes Mineral ist *Calcit*, dessen weit ausgestreckte, zwillingsgestreifte Körner undulös auslöschen und sich verzahnt aneinander reihen. Die chloritischen Partien bilden Nester, Linsen, oder dünne Schichtchen, der *Pennin* herrscht in ihnen dem *Ripidolit* und *Klinochlor* vor. Es sind in diesem Kalkphyllit auch magnetitische Schichten enthalten, in denen ausser den *Magnetit*, welcher oft ein zusammenhängendes Netz bildet, auch *Hämatit*, *Chlorit* und *Quarz* vorhanden sind. Als eine andere charakteristische Eigenschaft des Gesteines kann noch hervorgehoben werden, dass in seinen Calcitaggregaten Kristalle aus nur in sehr kleinem Grade oder garnicht kataklastischem *Quarz*, und auch *Albit*, *Albitoligoklas* vorhanden sind, welche manchmal auch auf der Schieferung quergestellten Adern vorkommen, also nach ihrer Erscheinungsart beurteilt auch Injektionsprodukte sein können.

EPIDOTAMPHIBOLIT.

Aus der Nähe von Restelica, von der Kuppe Prva Vrača stammt das dunkelgrüne, dichte Gestein (Nr. 30.), welches sich den E p i d o t-c h l o r i t p h y l l i t e n des oberen Restelica-Tales unmittelbar anschliesst. Die Schieferflächen sind matt und einzelne grosse *Biotit*partien sind an ihnen zu bemerken, welche aus einem zusammenhängenden Aggregate von winzigen Schuppen bestehen.

Herrschender Bestandteil ist der gelblichgrüne *Pistazit*, der oft Zwillinge nach der Querfläche (100) bildet. Er kommt ebenso im Grundgewebe, wie in Form von Porphyroblasten vor. An einzelnen grösseren Kristallen ist auch zonale Struktur zu beobachten, bei der die innere Partie aus *Pistazit*, die äussere aber aus *Klinozoisit* besteht. Der lichtgrüne *Amphibol* differiert nicht viel vom *Aktinolith*,

es können nur einige grössere Kristalle grüne *Hornblende* genannt werden, die oft Zwillinge nach (100) sind. Die übrigen *Amphibole* bilden lange, dünne Kristalle, die an ihren Enden spiessartig sich zerteilen, in wahre *Aktinolith*fasern übergehen und unter diesen feinen Fasern ist sogar auch *Tremolit* enthalten. Sehr untergeordnet tritt *Albit* auf, dessen winzige Körner stark gestreckt und nur selten Zwillinge sind. Viel mehr brauner *Biotit* ist enthalten, dessen kleine, unregelmässige und sehr dünne Schuppen stets grössere Aggregate bilden, bzw. richtiger gesagt: in der Ebene der Schieferung zu grösseren Lamellen vereingt erscheinen. Beim *Biotit* kommt auch sphärolithische Ausbildung vor, bei der das Centrum entweder durch eine breitere Lamelle, oder durch ein *Titanit*-Aggregat gebildet wird. Der minimale *Pennin* gesellt sich stets zu den grösseren *Epidot*-Knoten. Das Eisenerz: *Magnetit, Hämatit* ist ebenfalls minimal. Es ist ziemlich viel *Titanit* vorhanden, welcher zumeist in unreinen, feinkörnigen Aggregaten, seltener in insekteneiförmiger Gruppierung erscheint. Tonige oder kalkige Partien sind im Gesteine nicht enthalten, auch keine nachträglichen Produkte, die auf solche hinweisen würden. Alles zusammen: der eruptive Ursprung ist wahrscheinlich.

QUARZIT.

Zwei Quarzite von sehr verschiedenem Aussehen stammen aus der Nähe der Ortschaft Brodešan, aus dem gleichgenannten Tale, beim Wege nach Kari Kosine (Nr. 14 a. und 14 b.) und ein drittes Exemplar aus der Umgebung (NO-lich) von Restelica, von der höchsten Kuppe (Nr. 40.). An letzterer Stelle kommt derselbe im Liegenden des vorher beschriebenen Quarzphyllits vor. Das eine Gestein von Brodešan ist ein Serizitquarzit von graulichweisser Farbe, die Schieferung tritt an ihm makroskopisch nicht in den Vordergrund. Das andere Brodešaner Gestein ist ein Serizitchloritquarzit mit gut ausgeprägter Schieferung, seine Absonderungsflächen sind mit einer glänzenden *Serizit*haut bedeckt. Der Serizitquarzit von Restelica schliesslich stellt ein hellgraues, schieferiges Gestein dar. Alle drei Gesteine sind darin übereinstimmend, dass sie porphyroblastisch sind. In das Grundgewebe von wechselnder Korngrösse (bis 0·2 mm) sind *Quarz*körner biz zur Grösse von 5 mm eingebettet. Sie stimmen auch darin überein, dass sie sämmtlich reich an *Pyrit* sind. Ihr Grundgewebe, welches aus überwiegendem *Quarz* besteht, ist zwar granoblastisch, doch wechselnd. In den beiden Serizitquarziten hängen die stark kataklastischen Quarzkörner verzahnt miteinander zusammen und die Körner von sehr verschiedener Grösse gehen in die Porphyroblasten stufenweise über. Im chloritischen Quarzite sind die einzelnen Körner, die mittels gerader Flächen sich gegenseitig berühren und nicht kataklastisch sind, so cca gleich gross, infolge dessen sie von den

Porphyroblasten durch scharfe Grenzen geschieden werden.

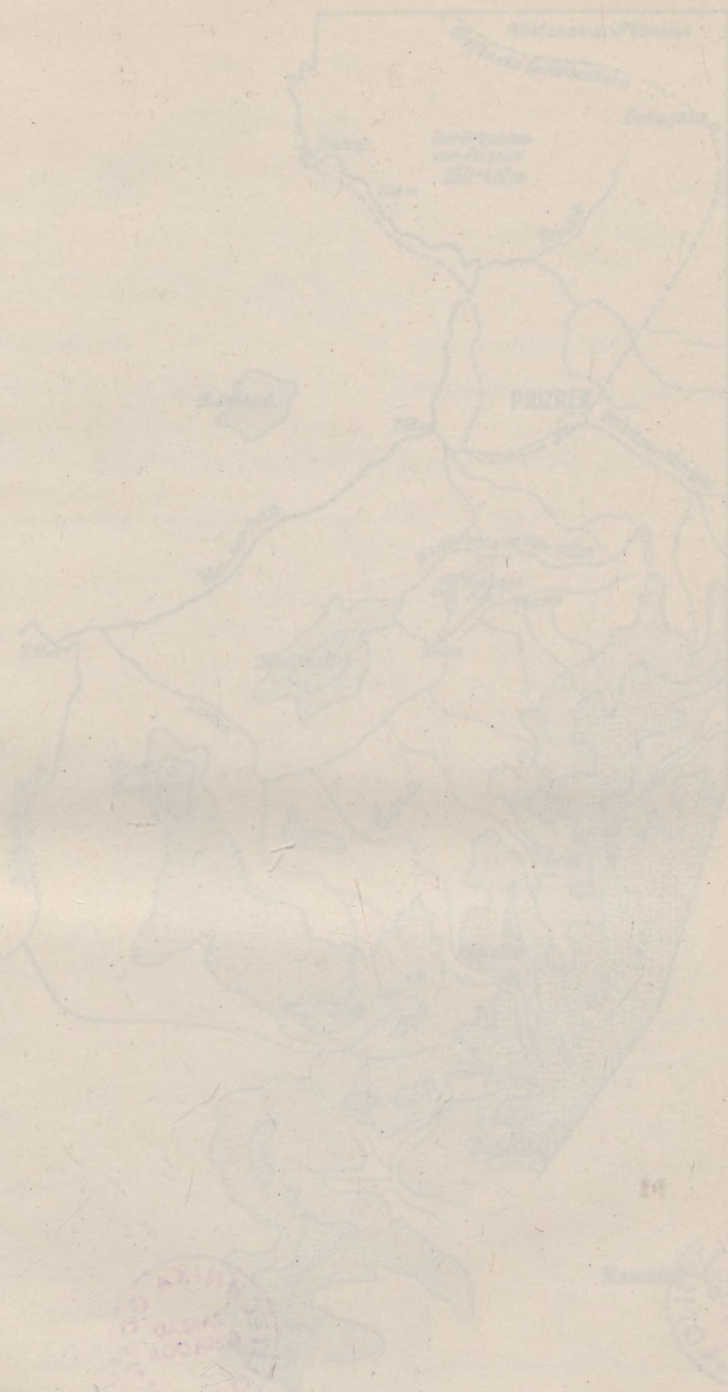
Die Zusammensetzung des Grundgewebes ist ziemlich einfach. Neben dem *Quarz* sehr untergeordnet, doch als wesentliches Mineral, erscheint der *Serizit* und in einem Gesteine von Brodešan auch der Chlorit: *Klinochlor* und *Pennin*: sie richten sich sämmtlich in die Ebene der Schieferung. Gleichfalls im chloritischen Quarzite von Brodešan kommt auch normaler *Muskovit* und brauner *Biotit* vor. Minimalen *Albit* enthält ein jedes der Gesteine in gleicher Erscheinungsform, wie den *Quarz*, *Pyrit* in ziemlicher Menge bildet gewöhnlich autoblastische Einzelkrystalle, seltener kleinere Aggregate. Die Hämatitisierung der einzelnen Körner vollzieht sich manchmal fleckenweise, oder zonal, in letzterem Falle tritt die Umwandlung am Rande ein. Es kommt aber auch vor, dass der Rand noch fast ringsum frisch ist, die innere Partie aber aus Hämatit besteht. *Magnetit* und *Limonit* sind überall minimal. Im chloritischen Quarzite von Brodešan sind einige gelbe *Granat*körner, sowie etwas *Apatit* zu finden. Der *Apatit*gehalt ist im Gestein von Restelica auffallend gross, er bildet in ihm winzige Säulchen, doch auch säuligkörnige grössere Aggregate, mit ihm kommen mächtige (bis 0·4 mm) Kristalle von *Zirkon* und körnige Aggregate von hellgrünem *Turmalin* ebenfalls vor. Minimaler *Ton* findet sich in allen der genannten Gesteine und wird im chloritischen Quarzite von *Rutil*, in den beiden anderen aber von *Titanit* begleitet. Im Serizitquarzite von Brodešan ist auch *Calcit* in minimaler Menge, in Form von winzigen, scharfen R-s enthalten.

Die *Quarz*porphyroblasten sind kataklastisch, sogar im chloritischen Quarzite, wo die *Quarz*körner des Grundgewebes kaum, oder überhaupt nicht undulös auslöschen. In den beiden anderen Gesteinen ist die Kataklase so gross, dass das Innere, oder ein anderer Teil der grossen *Quarz*körner aus kleinzerteilten *Quarz*trümmern besteht und durch diese Partien wird manchmal der im grossen Ganzen gleichauslöschende Krystall in verschiedene Stücke geteilt, wenigstens in der Ebene der Dünnschliffe. Um einige *Quarz*körner bildete sich aus den von ihnen abgerissenen Partikeln ein wahrer Hof (Mörtelkranz) aus. Demnach ist die Struktur eher klastoporphyrisch.

Es ist augenscheinlich, dass alle drei Quarzite von sedimentären Ursprung sind und dass sie auch vulkanischen Einwirkungen ausgesetzt waren.

Alle diese oben betrachteten, kristallinen resp. halbkristallinen Schiefer gehören höchstens nur der Epizone an. Ihre Umkristallisierung ist überhaupt nicht hochgradig.

Oro — und hydrographische Übersicht der Gebirgsgegend südlich Prisren.



Porphyroblasten durch scharfe Grenzen geschieden werden.

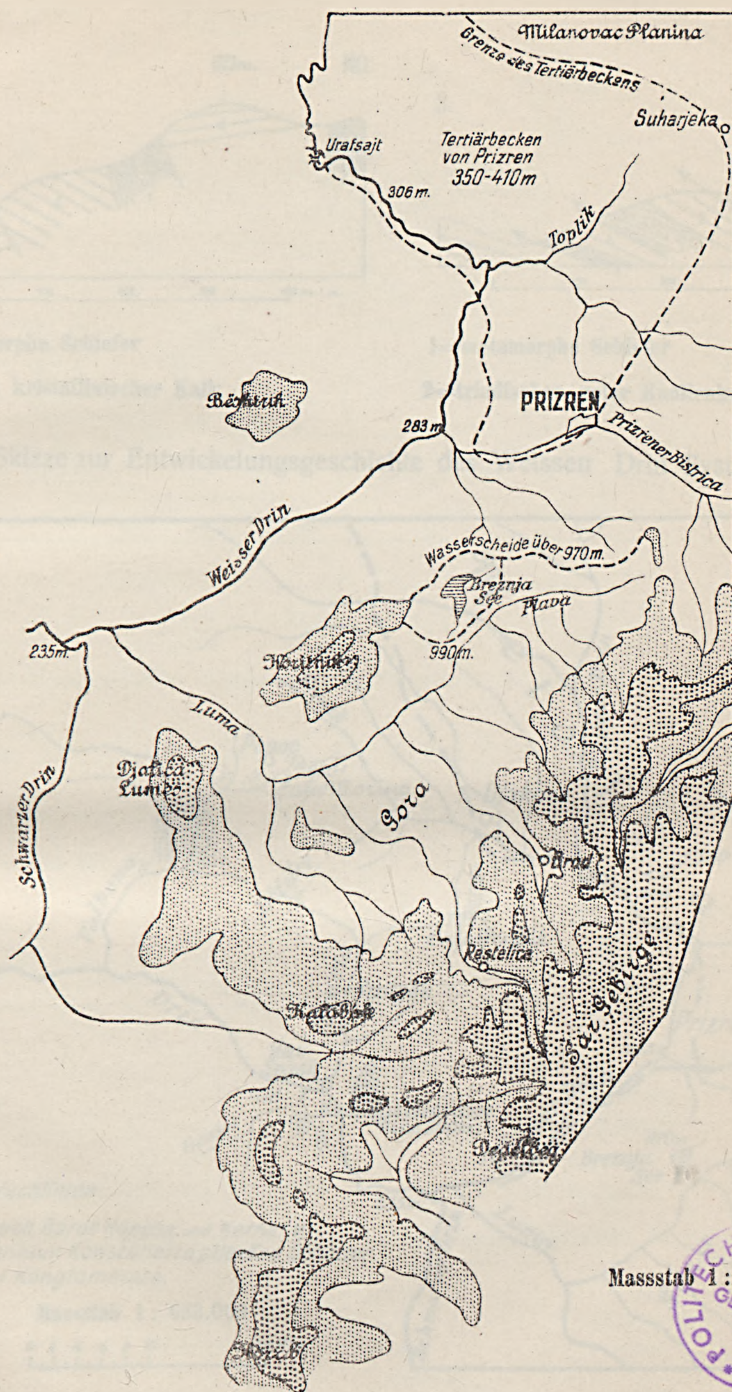
Die Zusammensetzung des Grundgewebes ist ziemlich einfach. Neben dem Quarz sehr untergeordnet, doch als wesentliches Mineral, erscheint der Serizit und in einem Gestein von Brodeszin auch der Chlorit: Klinochlor und Pennin; sie fallen sich [illegible] lich in die Ebene der Schieferung. Gleichfalls im chloritischen Quarzite von Brodeszin kommt auch normaler Muskovit und Biotit vor. [illegible] Albit enthält ein jedes der Gesteine in gleicher Erscheinungsform, wie den Quarz. Pyrit in ziemlicher Menge bildet gewöhnlich autoblastische Einzelkristalle, seltener kleinere Aggregate. Die Hämatitisierung der einzelnen Körner vollzieht sich manchmal fleckenweise, oder zonal, in letzterem Falle tritt die Umwandlung am Rande ein. Es kommt aber auch vor, dass der Rand noch frei geblieben ist, die innere Partie aber aus Hämatit besteht. Magnetit und Limonit sind überall minimal. Im chloritischen Quarzite von Brodeszin sind einige gelbe Granatkörner, sowie etwas Apatit zu finden. Der Apatitgehalt ist im Gestein von Restelitz auffallend gross, er bildet in ihm winzige Säulchen, doch auch [illegible] körnige grössere Aggregate; mit ihm kommen [illegible] (bis 0·4 mm) Kristalle von Zirkon und körnige Aggregate von hellbraunem Titanit ebenfalls vor. Rutil findet sich in allen drei Gesteinen und sind im chloritischen Quarzite von Brodeszin [illegible] aber von Titanit begleitet. Im Serizitquarzit von Brodeszin ist auch Calcit in minimaler Menge in Form von winzigen, scharfen Kr. enthalten.

Die Quarzporphyroblasten sind kataklastisch, sowie im chloritischen Quarzite, wo die Quarzkörner des Grundgewebes kaum, oder überhaupt nicht undulös auslöschen. In den beiden anderen Gesteinen ist die Kataklase so gross, dass das Innere oder ein grösserer Teil der grossen Quarzkörner aus kleinzelligen Quarzkörnchen besteht und durch diese Partien wird manchmal der im grossen Ganzen gleichauslöschende Kristall in verschiedene Stücke geteilt, wenigstens in der Ebene der Dünnschliffe. Um einige Quarzkörner bildete sich aus den von ihnen abgerissenen Partikeln ein weiter Hof (Mörtelkranz) aus. Demnach ist die Struktur auch kataklastisch.

Es ist augenscheinlich, dass alle drei Quarzite von sedimentären Ursprung sind und dass sie auch vulkanischen Einwirkungen ausgesetzt waren.

Alle diese oben beschriebenen [illegible] halbkristallinen Schiefer gehören höchstens zur der Epizone an. Ihre Umkristallisierung ist überhaupt nicht hochgradig.

Oro — und hydrographische Übersicht der Gebirgsgegend südlich Prizren.



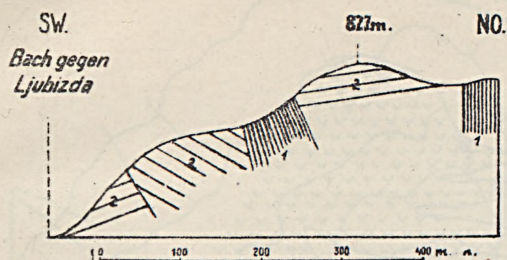
Massstab 1 : 400.000

Grobpunktirt sind die Flächen über 2000 m. feinpunktiert diejenige zwischen 1500—2000 m.

M. KIR. FÖLDTANI INTÉZET HÁZINYOMDÁJA.



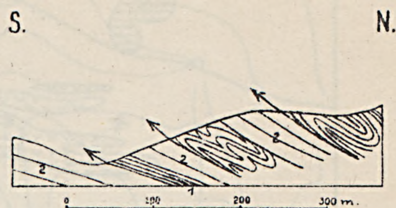
Fig. 1. Profil der Kote 827 O-lich Ljubizda.



1=metamorphe Schiefer

2=grauer, kristallinischer Kalk

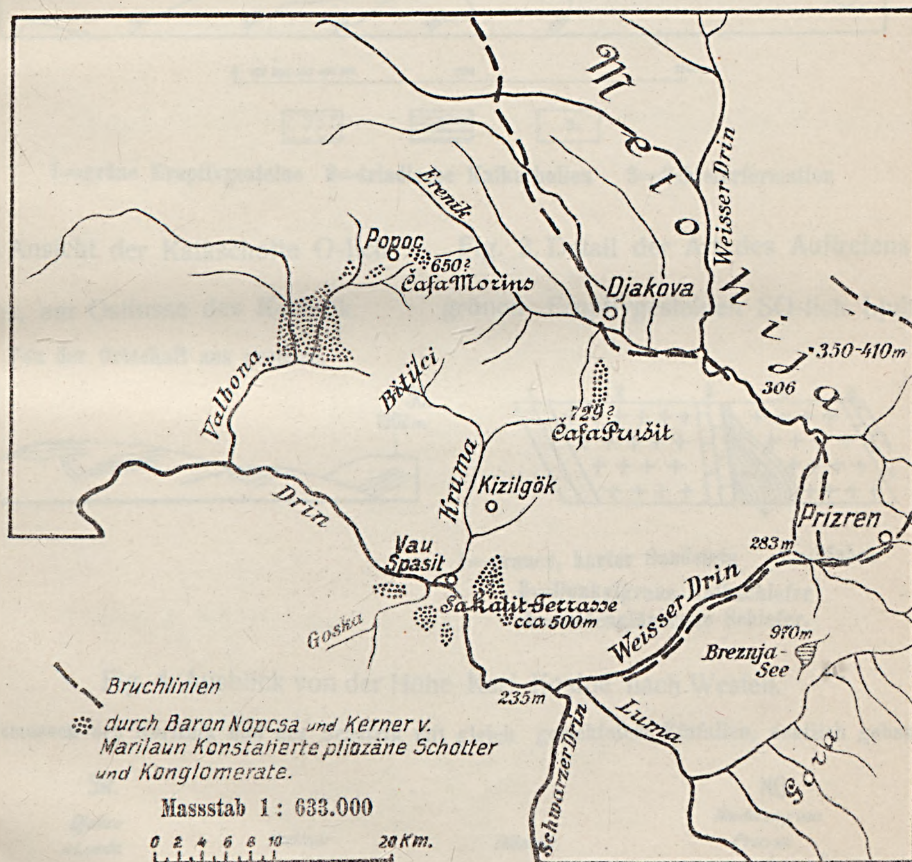
Fig. 2. Profil des N-lichen Endes der triadischen Kalkmasse SO-lich Skoroviste.



1=metamorphe Schiefer

2=triadischer, roter Knollenkalk.

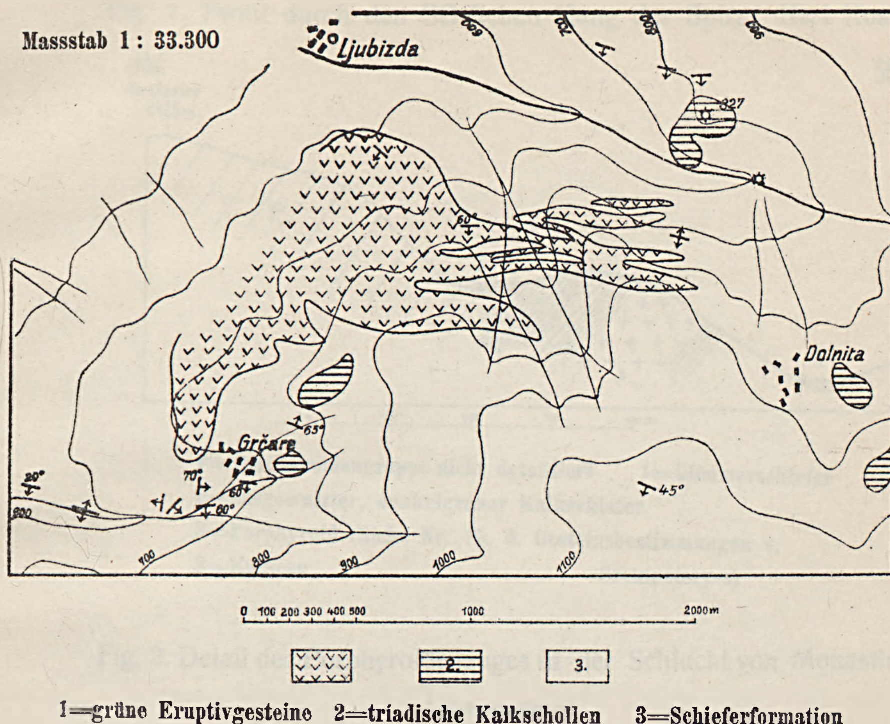
Fig. 3. Skizze zur Entwickelungsgeschichte des Weissen Drin Systems.





M. KIR. FÖLDTANI INTÉZET HÁZINYOMDÁJA.

Fig. 1. Detaillierte geologische Kartenskizze über das Gebiet S—lich Ljubizda



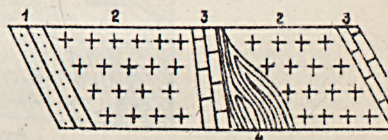
1=grüne Eruptivgesteine 2=triadische Kalkschollen 3=Schieferformation

Fig. 2. Ansicht der Kalkscholle O-lich Krstes, am Ostfusse des Koritnik.

Von der Ortschaft aus gesehen.



Fig. 3. Detail der Art des Auftretens von grünen Eruptivgesteinen SO-lich Ljubizda.



1=grauer, harter Sandstein 2=Diabas
3=Dunkelgraue Kalkschiefer
4=seidenglänzende Schiefer.

Fig. 4. Ausblick von der Höhe Kari Kosine nach Westen.

Die Kalkmassen des Koritnik und des Behstrik mit gleich gerichtetem Einfallen, deutlich gebankt!

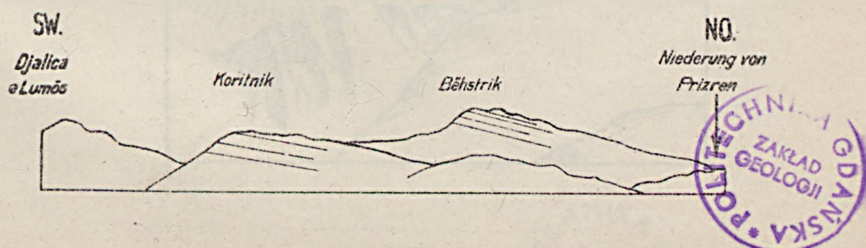




Fig. 1. Profil durch den SO-lichen Hang der Spitze Kari Kosine.

NW.
Karikosine
2473 m
SO.
P
S
S
0 100 200 300 400 m.

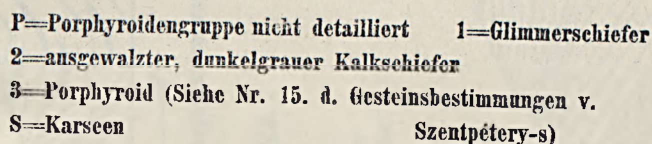

P=Porphyroidengruppe nicht detailliert
1=Glimmerschiefer
2=ausgewalzter, dunkelgrauer Kalkschiefer
3=Porphyroid (Siehe Nr. 15. d. Gesteinsbestimmungen v. Szentpétery-s)
S=Karseen

Fig. 2. Detail des Porphyroidenzuges in der Schlucht von Monastirica.

Schematisiert.

S.
N.
Struža
Monastirica-bach.
0 100 200 300 m.

Fig. 3. Ansicht der Talschlucht von Rapcd (Koritnik) aus NO.

M. KIR. FÖLDTANI INTÉZET HÁZINYOMDÁJA.

Mitt. a. d. Jahrb. d. k. Ung. Geol. Anst.
Bd. XXVIII. Taf. V.

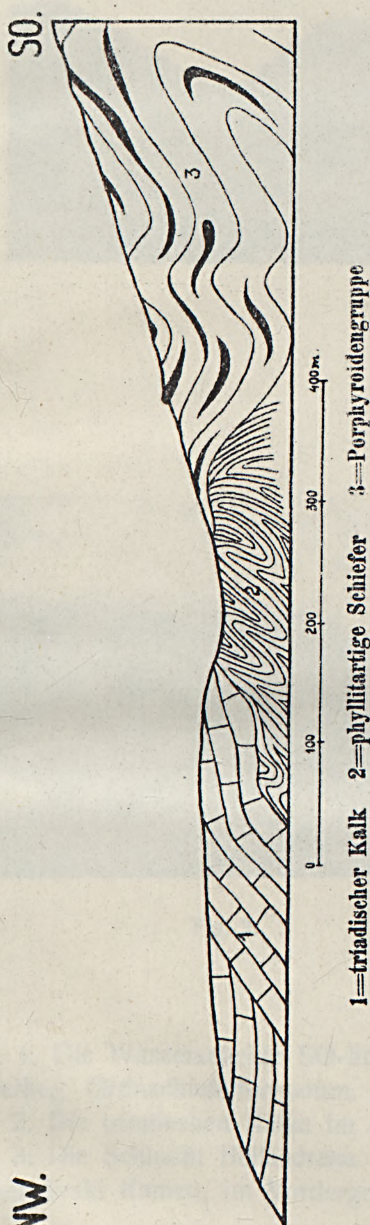


Fig. 1. Profil durch die Kalkkuppe zwischen Leboviste, Dragac und Kukojan.

1=triadischer Kalk 2=phyllitartige Schiefer 3=Porphyroidengruppe

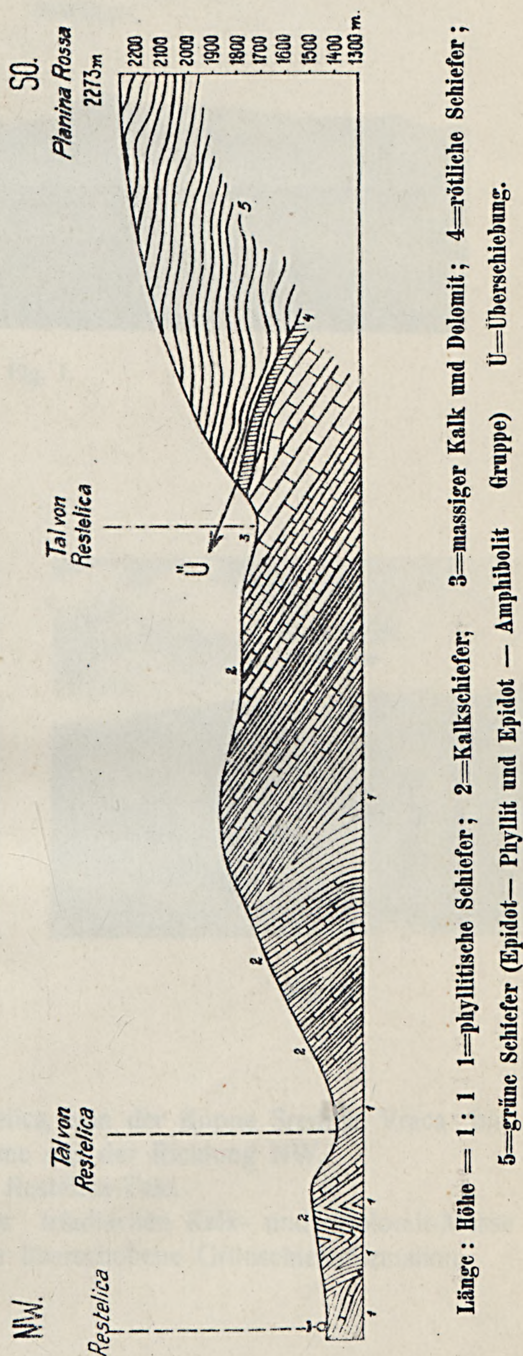


Fig. 2. Profil im Tale von Restelica.

Länge : Höhe = 1 : 1 1=phyllitische Schiefer; 2=Kalkschiefer; 3=massiger Kalk und Dolomit; 4=rötliche Schiefer; 5=grüne Schiefer (Epidot— Phyllit und Epidot — Amphibolit Gruppe) Ü=Überschiebung.

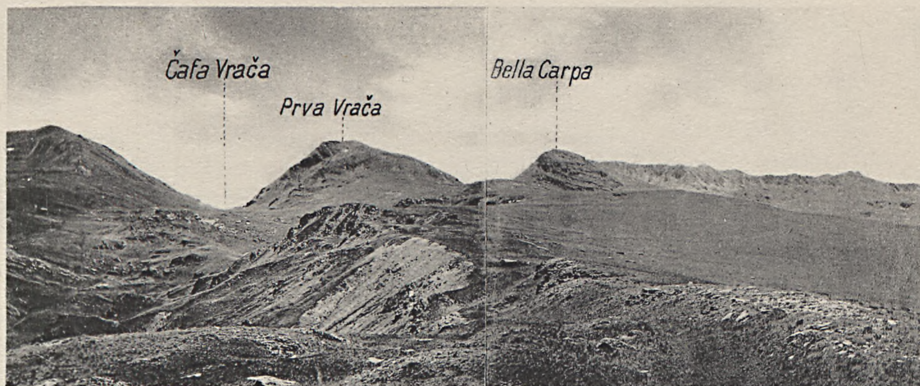


Fig. 1.



Fig. 2.



Fig. 3.

Fig. 1. Die Wasserscheide SO-lich Restelica, von der Kuppe Srednja Vraca bis zum Dedelbeg. Grünschieferformation. Aufnahme aus der Richtung NW.
Fig. 2. Die triadischen Kalke im oberen Restelica-Tale.
Fig. 3. Die Schlucht Bellasdrana mit der triadischen Kalk- und Dolomit-Masse des Manersdirski Kamen, im Vordergrund die überschobene Grünschieferformation.

Mitt. a. d. Jahrb. d. k. Ung. Geol. Anst.
Bd. XXVIII. Taf. VII.

Geologische Karte der Gebirgsgegend südlich Prizren.

Geologisch bearbeitet von Dr. Karl Roth v. Telegd Juli—August 1918.

Die Topographie zusammengestellt auf Grund der Originalaufnahmen des k. k. Militärgeographischen Institutes in Wien.



M. KIR. FÖLDTANI INTÉZET HÁZINYOMDÁJA.



2.

GEOLOGISCHE FAZIESKUNDE

VON

LÁSZLÓ STRAUSZ



A MAGYAR KIR. FÖLDTANI INTÉZET ÉVKÖNYVE, XXVIII. K., 2. FÜZET.

Erschienen am 1. Juli 1928.



A dolgozat tartalmáért és nyelvezetéért a szerző,
a szerkesztésért Maros Imre és Ferenczi István felelős.



ALLGEMEINER TEIL.

I. Einleitung.

Es ist eine der wichtigsten Aufgaben in der Geologie die physikalischen Verhältnisse, unter denen sich die verschiedenen Sedimente gebildet haben, aus den jetzt zu beobachtenden Eigenschaften der betreffenden Sedimente bestimmen zu können. Mit dieser Frage beschäftigt sich die geologische Fazieskunde, die ein nicht nur sehr bedeutender, sondern auch sehr interessanter Zweig der Geologie ist. Seit den vierziger Jahren des 19. Jahrhunderts wird die geologische Fazieskunde wissenschaftlich im strengeren Sinne des Wortes betrieben, doch findet man auffallenderweise auch heutzutage die größte Unklarheit und Unordnung in den Methoden und die größten Lücken bei den bisherigen Ergebnissen dieser Wissenschaft. In einer gewissen Faziesstudie (1) findet man eine Menge Zahlenangaben darüber, in welchen Meerestiefen sich die verschiedenen Gesteine gebildet haben; in einem anderen Artikel (2) werden die Verhältnisse der verschiedenen Fazies durch genaue Tiefenangaben gar nicht bestimmt; in einem dritten, in dem es sich dem Titel nach auch um die Fazies handeln sollte, wird nichts über die Bildungsweise der Sedimente gesagt (3). Bei einem Autor lesen wir (4), «dass die Tiefseeablagerungen im Habitus ihrer ganzen Erscheinung eine viel größere Mannigfaltigkeit zeigen müssen als die Litoralbildungen» und viele andere Autoren schreiben, daß die Litoralbildungen bei weitem mannigfaltiger sind als die Tiefseebildungen. Es bestehen nebeneinander die verschiedensten Angaben über die Bildungsweise gewisser Schichten und man bringt tagtäglich neue Meinungen hervor, ohne die anderen zu widerlegen. So erfreuen sich z. B. die wegen ihres unendlichen Reichtums an Belemnitenresten «Belemnitenschlachtfelder» genannten Bildungen großer Anteilnahme der Autoren und mindestens vier entgegengesetzter Theorien über ihre Bildungsweise: nach Quenstedt (5) starben die Belemniten plötzlich und massenhaft an demselben Ort; nach E. Fischer (1cix) ist die Menge der Belemnitenschalen nur im Verhältnis zu dem klastischen Sediment, also nur scheinbar, infolge eines länger andauernden

Fernhaltens des tonigen Detritus so groß; O. Abel (6) meint, daß die Schalen am Meeresufer [oder in ganz seichtem Wasser] durch die Bewegung des Wassers zusammengeschleppt wurden; A. Naef (7) hält die Schalenmassen der Belemniten für erbrochene Reste von solchen aus dem Magen eines Ichthyosauriers, wo man ähnliche Haufen öfter beisammen findet.

Es ist schon die höchste Zeit, daß die Prinzipien der Faziesforschung eindeutig bestimmt werden und daß die umfangreiche Literatur, die solche Fragen behandelt, revidiert werde. Im allgemeinen pflegt man nämlich die Faziesangaben einfach hinzuwerfen, ohne sie eingehender zu beweisen, oder die Prinzipien und die Methoden zu bezeichnen, wie diese Resultate erreicht werden sollen und ohne die entgegengesetzten Angaben zu widerlegen. Z. B. zitiert W. Deecke (8) in seiner wertvollen Faziesstudie gar keine Literatur, obwohl sein zusammengestelltes, großes Material viele ältere Angaben zu widerlegen und viele andere anzunehmen zwänge.

In meiner Arbeit möchte ich jetzt die Prinzipien angeben, wonach ich die Faziesstudien ausführen zu müssen meine. Endgültige Resultate können ausschließlich durch solche Teilstudien erreicht werden, die spezielle lokale Verhältnisse möglichst eingehend behandeln, da zu Faziesstudien das persönliche Sammeln, d. h. das Sammeln, bei dem die Faziesverhältnisse immer im Auge behalten werden, unentbehrlich ist und man das Vorkommen aller Fossilien besonders ausführlich kennen muß. So habe ich z. B. die Faziesverhältnisse des Obermediterrans im Mecsek-Gebirge (9) erst nach der Bearbeitung von ungefähr hundert Faunen bestimmen können. Bei einem so umfangreichen Thema, wie ich es jetzt behandeln muß, ist solche Ausführlichkeit noch nicht zu leisten. Man braucht noch zahlreihe Detailarbeiten vieler Fachleute nach einheitlichen Prinzipien, bis einst nach diesen Arbeiten eine Fazieskunde geschrieben werden kann, die unbestreitbare Ergebnisse enthält.

Mir ist klar, daß ich die Lösung einer schweren Aufgabe versuche und ich darf keineswegs hoffen, daß mein Buch die schon seit langem entbehrte Faziesarbeit völlig ersetzen kann. Ich glaube doch, daß ich der Fazieskunde einen kleinen Vorschub leisten kann.

Berlin, Allerheiligen 1926.

* * *

LITERATUR.

1. E. Fischer: In welchen Meerestiefen haben sich unsere Juraschichten gebildet? Jahreshefte d. Vereins für Vaterländ. Naturkunde in Württemberg, Bd. 68., 1912.

2. N. Andrussow: Die fossilen Bryozoenriffe der Halbinseln Kertsch und Taman. Kijew, 1909-1912.

3. W. Henke: Die Untersuchungen über die Faziesverhältnisse im Unter-, Mittel- und Oberdevon des südlichen Sauerlandes. Zeitschrift d. Deutschen Geolog. Gesellschaft, Monatsberichte, 1925.

4. Th. Fuchs: Welche Ablagerungen haben wir als Tiefseebildungen zu betrachten? Neues Jahrbuch für Mineralogie etc. Beilage Bd. 2., 1883.

5. Quenstedt: Der Jura. Tübingen, 1885.

6. O. Abel: Paläobiologie der Cephalopoden aus der Gruppe der Dibranchiaten. Jena, 1916.

7. A Naef: Die fossilen Tintenfische. Jena, 1922.

8. W. Deecke: Faciesstudien über europäische Sedimente. Berichte d. Naturforsch. Gesellschaft Freiburg i. Br. Bd. 20., 1913-14.

9. L. Strausz: Die Mediterranschichten des Mecsek-Gebirges. Geol. Pal. Abh. 1927.

II. Gegenstand der Fazieskunde.

Es ist kein Wunder, daß es darüber, was alles zu dem Gegenstande der Fazieskunde gehört, keine Übereinstimmung der Fachleute gibt, da es auch noch sehr fraglich ist, was man eigentlich unter Fazies zu verstehen hat. So nimmt C. Diener die am wenigsten bestimmte Bedeutung des Ausdrucks an (1174): «Unter Fazies versteht man jede Ausbildungs- oder Erscheinungsform einer in einem bestimmten Zeitraum erfolgten Ablagerung». É. Haug definiert die Fazies ähnlich, nach seiner Definition ist die Fazies «la somme des caractères lithologiques et paléontologiques que présente un dépôt en un point déterminé» (2145). Doch folgen die beiden in ihren Arbeiten nicht jener unrichtigen Auffassung, die sich aus dieser Definition ergeben soll: daß es nämlich zu einer Faziesstudie schon genügt, wenn man einfach die Gesteinscharaktere und die Fossilien einer Schicht beschreibt, ohne daraus auf die Bildungsweise usw. der Schicht zu schließen. Es gibt ja auch Forscher, die «die Fazies» wirklich so behandeln, z. B. L. Reuter (3), Th. Brandes (4); höchstens gelangen sie zu solchen Folgerungen, daß eine Schicht konglomeratig und deshalb eine strandnahe Bildung sein soll. Johannes Walter definiert die Fazies aber schon als die physikalischen Eigenschaften des Meeresbodens, welche die Verteilung der Organismen im Meere regeln (526).

Was wir für die Bedeutung des Wortes «Fazies» annehmen, hängt vollkommen von der Konvention ab. Damit aber Mißverständnisse und Uneinstimmigkeiten vermieden werden, schlage ich vor, das Wort «Fazies» nur in diesem einen Sinne zu gebrauchen: j e n e E i g e n s c h a f t e n

der Gesteine, die die Ablagerungsumstände wiederspiegeln. Wenn man aber nur die lithologischen Charaktere einer Bildung angibt (6), dann soll man nicht von Normalfazies, Quarzitfazies, Tuffazies sprechen, sondern hier irgend einen anderen Ausdruck gebrauchen, z. B. «Typus». In der Definition GRESSLY's (7) ist nicht ganz genau ausgedrückt, daß er dem Wort «Fazies» jene Bedeutung geben wollte, wie ich es auffassen will. Doch aus dem Geiste seiner Arbeit wird es vollkommen klar, da sein Ziel war immer die Sedimentationsumstände zu bestimmen.

Ein oft vorkommender Fehler ist, daß man die Fazieskunde gleich mit der Paläogeographie vermischt und ehe die betreffenden Faziesbestimmungen ernsthaft durchgeführt worden wären, sie schon zu weitgehenden Folgerungen für die Verbreitung der Meere und Festländer gebraucht. So tut G. GÜRICH (8), der meist bloß vorausgesetzte Meinungen zu den Faziesverhältnissen der einzelnen Schichten angibt und doch schon die zyklischen Änderungen der Meerestiefen daraus bestimmen will.

Das Gebiet der Fazieskunde könnte gewiß weit ausgedehnt werden und beinahe die ganze Paläogeographie könnte man zu ihr rechnen. Man wollte in den Faziesstudien gewöhnlich viel, wenn schon nicht alles, erklären; leider ist meistens um so weniger gelungen. Ich verzichte schon im voraus auf Vollständigkeit und lasse viel von der Fazieskunde weg, weil ich so die Richtigkeit in dem wichtigsten Teile, in der Bestimmung der bathymetrischen Verhältnisse zu erreichen hoffe. Die reine Klimatologie lasse ich weg, ebenso die Bestimmung der Verteilung der Meere und Festländer. Die Temperatur- und Lichtverhältnisse interessieren mich nur insofern, als sie die Eigentümlichkeit der Flora und Fauna im Zusammenhang mit den Wassertiefen zu deuten gestatten. Ich halte es für eine wichtige Aufgabe der Fazieskunde, nicht nur die Rekonstruktion der Lebensbilder vergangener Zeitalter zu ermöglichen, sondern auch der Stratigraphie zu dienen, indem sie feststellt, welche jene gleichwertigen Bildungen sind, die zu Altersbestimmungen miteinander verglichen werden dürfen. Da der größte Teil der Sedimente marinen Ursprungs ist, die Untersuchungen der marinen Bildungen am besten durchzuführen sind und die wichtigsten Ergebnisse versprechen, beschäftige ich mich in diesem Buch nur hiermit. Die Stratigraphie ist vollkommen auf Salzwassersedimente basiert und so ist auch für die Stratigraphie die Fazieskunde der marinen Sedimente das Wichtigste. C. de STEFANI hat die Rolle der Fazieskunde als Hilfe der Stratigraphie betont (9214): «si l'on reconnait, que les différences bathymétriques peuvent se reproduire dans les terrains des temps passés et qu'entre des terrains tout à fait contemporains il peut exister une différence absolue et totale des espèces, il faut en tirer la conclusion que, pour se former une idée correcte de la place chronologique

d'une faune, il est nécessaire de la comparer avec les faunes plus anciennes ou plus récentes de la même zone...» [nämlich derselben Tiefenzone].

Wenn wir uns vor Augen halten, daß wir mit den Faziesstudien auch der Stratigraphie dienen, dann sollen wir solche Einheiten und Einteilungen suchen, um die Faziesverhältnisse auszudrücken, die den Vergleich in der Stratigraphie ermöglichen. Die einzige Möglichkeit dazu ist das Feststellen einer allgemeinen Einteilung nach der wesentlichsten Eigenschaft der Fazies, in die die Sedimente eingereiht werden sollen. Nach den Tiefenverhältnissen, in denen sich die Ablagerungen gebildet haben, kann man diese Einteilung am besten vollziehen. Die sekundären Unterscheidungen können nach dem Gesteinshabitus geschehen.

Man muß also eine Zonengliederung nach den Wassertiefen gebrauchen und die Faziescharaktere der Sedimente dadurch bestimmen, daß man angibt, in welcher Tiefenzone das Sediment zur Ablagerung gekommen ist. Dies war schon von vielen Faziesforschern angenommen, wurde jedoch im seltensten Fall durchgeführt.

* * *

LITERATUR.

1. C. Diener: Grundzüge der Biostratigraphie. Leipzig und Wien, 1925.

2. E. Haug: Traité de Géologie, I. Paris, 1908.

3. L. Reuter: Die Ausbildung des oberen Braunen Jura im nördlichen Teile des Fränkischen Alb. Geognostische Jahreshefte, Bd. 20., 1907.

4. Th. Brandes: Die faziellen Verhältnisse des Lias zwischen Harz und Egge-Gebirge. Neues Jahrbuch für Mineralog. etc., Beilage Bd. 33.

5. J. Walther: Einleitung in die Geologie als historisehe Wissenschaft. Jena, 1883-1884.

6. C. Wiman: Kambrisch-silurische Faziesbildungen in Jemtland. Bull. Geolog. Inst. University of Upsala, vol. 3. pt. I., no. 5., 1896.

7. A. Gresly: Observations géologiques sur le Jura Soleurois. Neue Denkschriften d. Allgem. Schweitz. Gesellsch. Gesammt. Naturwissensch. Bd. 2., 4., 5., 1838-1841.

8. G. Gürich: Das Paläozoicum im Polnischen Mittelgebirge. Verhandl. Russisch. Mineral. Gesellsch. zu St. Petersburg. 2. Ser., Bd. 32., 1896.

9. C. de Stefani: Les terrains tertiaires supérieurs du bassin de la Méditerranée. Annales de la Société Géologique de Belgique, tome 18., 1890—91.

III. Die bathymetrische Zonengliederung.

Es ist nun die Frage, ob eine Einteilung der Meere in Zonen nach der Wassertiefe und die Zurechnung der einzelnen Sedimente zu einer

dieser Zonen gerechtfertigt wäre. Es bestehen Meinungsäußerungen für, wie gegen diese Methode. E. Forbes (1 u. 2) hält, sich auf seine eigenen Meeresuntersuchungen berufend, die Tiefenzoneneinteilungen für leicht durchführbar und in der geologischen Fazieskunde für brauchbar. W. Deecke (3) ist anderer Meinung: Er nimmt nur die Berechtigung der Gruppierung nach den Sedimenttypen an. Ohne Zweifel haben beide Standpunkte ihre Vorteile, doch bin ich entschieden für den ersten. Es ist zuzugestehen, daß die Einteilung der Sedimente in Tiefenzonen nicht so einfach, wie in Sedimenttypen und in einigen Fällen etwas gezwungen ist, doch hat sie immer eine bestimmte, nie mißverständliche Bedeutung, während die anderen, wenn auch natürlicheren, doch nicht so bestimmten Gruppierungen immer verschieden zu deuten sind. Und die größte Gefahr in der Fazieskunde ist, daß in die Literatur die vollkommen bedeutungslosen Ausdrücke «tief genug», «nicht eben seicht», «in ruhigem Wasser abgelagert» geraten. Absurd ist z. B., daß man, wenn man liest (4$_{62}$), «wo das Meer eine grössere Tiefe erreicht», ebensowohl 50 m wie 600, oder 4000 m Tiefe darunter verstehen kann.

Es wurden bisher zahlreiche Zonengliederungen gemacht, hauptsächlich in Bezug auf die heutigen Meere, doch auch für die Geologie. Desto seltener sind aber die Beispiele, daß diese Zonengliederungen auch in den Faziesbestimmungen gebraucht werden. So gibt z. B. Wedekind (5) eine ganz ausführliche Zonengliederung mit Tiefenangaben in Metern:

1. Litoral-Region	zwischen Ebbe und Flut
2. Laminarien-Region	tiefste Ebbe — 28 m
3. Corallinen-Region	28— 80 m
4. Äußere Schelfregion	80—200 m
5. Schelfrandregion	200—750 m

doch in seinen Faziesbestimmungen wendet er sie möglichst nicht an. Die Einteilung von C. de Stefani (6)

Litoralzone	0— 20 m
Laminarien-Zone	20—200 m
«Coralligène»-Zone	200—
Tiefere Zonen	

ist sehr beachtenswert, weil er sich in seinen Faziesstudien ihrer wirklich bedient hat. Die untere Grenze der dritten Zone bestimmt er nicht und die Tiefe der untersten Zone gibt er gar nicht an. Nennt er sie zwar «abyssal», betont er doch, daß sie die größten Tiefen nicht erreicht.

Th. Fuchs zieht die Grenze zwischen Flach- und Tiefsee erstens (7) bei 90 Faden und bemerkt, daß die Fauna abwärts gegen die Tiefe

ganz einförmig bleibt. Dann verbessert er aber diese Meinung (8), indem er schreibt, daß noch bei 500 Faden eine Änderung in der Tiefseefauna vorhanden ist. Später unterscheidet er eine Litoralzone, Laminarienzone, Corallinenzone und Tiefseezone. Er legt jedoch nur auf die Trennung der Flachsee und Tiefsee Gewicht und seine bathymetrischen Zonen desavouiert er damit, daß er die Grenze der Tiefsee nicht zwischen zwei Zonen, sondern in der Mitte der Corallinenzone zieht. Hier in einer Tiefe von 40—50 Faden sieht er die größte Änderung der Meeresfauna (9₄₈₉). «Stellt man sich . . . auf den Standpunkt des Zoologen und Paläontologen, so versteht man unter Tiefseeablagerungen jene Ablagerungen, welche die Tiefseefauna enthalten». Diese Argumentation verliert heute gänzlich ihren Grund, da man nach den Ergebnissen der Meeresforschungen bestimmt weiß, daß keine entschiedenen Differenzen zwischen Flachsee- und Tiefseefauna bestehen und ein langsamer Übergang von der ersten zur zweiten vorhanden ist. Wir dürfen uns also nicht vorstellen, daß wir unbedingt zwei Faunen und Sedimenttypen, oder zwei Haupteinteilungen einander gegenüberstellen müssen. Die 40—50 Fadenlinie ist aber gewiß nicht tief genug; auch haben andere Autoren diese Trennung kaum gebraucht. K. Andrée (10) betont, daß die Grenze der Tiefsee tiefer zu suchen ist.

Heute ist am meisten jene Zonengliederung verbreitet, die hauptsächlich von E. Haug (11) vertreten wird:

Litorale Zone oder Region		
Neritische	„	bis 200 m
Bathyale	„	200—1000 m
Abyssische	„	1000—

Diese Gliederung entspricht am besten der Verbreitung der Meeresfaunen und Sedimenttypen; die Einheiten sind doch zu umfangreich, denn mindestens in den jüngeren geologischen Formationen sind die Faziesbestimmungen mit größerer Genauigkeit durchzuführen, als es diese Zonengliederung ermöglicht. In meinen bisherigen Faziesstudien habe ich schon versucht, diese bathymetrischen Einheiten, die ich «Regionen» genannt habe, weiter einzuteilen und für das Miozän [Mediterran] unterschied ich in der neritischen Region eine äußere, eine innere und je nach den Gebieten eine oder zwei mittlere Zonen und in der bathyalen Region zwei Zonen. Ablagerungen, die der abyssischen Region zuzuteilen gewesen wären, habe ich bis dahin nicht gefunden. Diese Gliederungen gebrauchte ich in meinen Aufsätzen über die Mediterranschichten des Cserhát-Gebirges (12 u. 13), der Umgebung von Budapest (14 u. 15) und des Mecsek-Gebirges (16 u. 17). Meine Gesichtspunkte in diesen Aufsätzen waren von

denen der österreichischen Geologen [die Mediterranschichten des Wiener Tertiärbeckens betreffend] nicht wesentlich verschieden, [s. z. B. (18)]. Der Unterschied besteht darin, daß ich hauptsächlich nach einem System strebte, was sie nicht getan haben. Den Ausdruck «Tiefsee» gebrauche ich statt der abyssischen und bathyalen Region und des tieferen Neritikums und «Flachsee» oder «seichtes Meer» statt der mittleren und seichteren neritischen Zone und des Litorals.

Manche Geologen verraten eine unverhohlene Abneigung gegen eine uniforme Zonengliederung und jede strenge Bestimmung der Tiefenverhältnisse. Diese haben aber im allgemeinen nicht die normalen, einfachen Fälle im Auge, sondern unwichtige, seltsame Bildungen, oder hängen an solchen Fällen, wo wirklich ein Fehler in der Faziesbestimmung zu finden ist, dieser aber nicht durch die Systeme, sondern durch ihren Benutzer verursacht worden ist.

J. Pia bezweifelt, daß gewisse «Tiefseecharaktere» der Jurasedimente wahrhafte Kennzeichen der Meerestiefe sind und will diese Eigenschaften aus anderen Gründen erklären (19_{581}): «Ich halte es für wahrscheinlich, daß der «Tiefseecharakter» vieler Jurasedimente nicht so sehr auf die bathymetrische Lage ihres Entstehungsortes als auf die fast absolute, schon seit dem Perm anstehende Erdruhe in Europa zurückzuführen ist. Vermutlich waren im Jura weit und breit keine höheren Gebirge vorhanden, so, daß die Abtragung und dementsprechend die Zufuhr terrigenen Sediments in etwas küstenfernere Regionen eine ganz minimale war. Daneben mögen auch Meeresströmungen zur Fernhaltung des Detritus gerade von bestimmten Teilen der alpinen Region beigetragen haben. Bei einer solchen Auffassung ist es nicht mehr so unverständlich, wenn rote Cephalopodenkalke und Riffkalke vielfach in direkter Berührung getroffen werden. Es genügt, daß ein Gebiet unter die Wachstumszone der stockbildenden Korallen und anderen Riffbildner gelangt, um die Sedimentation fast vollständig zum Stillstand zu bringen und so in gewissem Belang tiefseeähnliche Verhältnisse zu erzeugen.» Das kann aber kein Beweis gegen die Bestimmbarkeit der bathymetrischen Verhältnisse sein, da es, wenn es auch richtig ist, nur gegen die lithologischen Bestimmungen spricht. Man soll aber nicht vergessen, daß auch heute eine «Erdruhe» besteht, es gibt auch heutzutage solche Meeresküsten, in deren Nähe keine Gebirge vorhanden sind und die Flachsee- und Tiefseesedimente sind auch in diesen Gegenden von einander verschieden.

K. Andrée (20) schreibt den Tiefenzonen nur lokale Gültigkeit zu. Dieses ist aber nur in gewisser Hinsicht richtig. In allen Meeresteilen

[und wahrscheinlich in allen geologischen Formationen] kann man nämlich solche Zonengliederungen aufstellen, die hauptsächlich die aus den lithologischen Charakteren des Meeresbodens herrührenden, unbedeutenden Verschiedenheiten in Betracht ziehen und darum wirklich nur an jenem Ort brauchbar sind. Wenn aber die Zonengliederungen auf stichhaltigen Gründen aufgebaut sind, dann geschieht die Einteilung der Sedimente in diese Zonen immer und überall nach möglichst beständigen Charakteren und ist in jedem Zeitalter und in jeder Gegend durchzuführen. Nach CAYEUX (21) ist die Reihenfolge der Sedimente zwischen den verschiedenen geologischen Epochen verschieden, wegen der veränderten physikalischen Verhältnisse in der Sedimentation. K. ANDRÉE korrigiert diesen Schluß, welcher die durch Erfahrungen unterstützten Tatsachen überschreitet und bringt die stärksten Gründe gegen die Möglichkeit einer bathymetrischen Zonengliederung herbei, in dem er schreibt (22_{29}), daß «die fossilen Sedimente gegenüber den rezenten vielfach gewissermaßen sedimentäre Kollektivtypen darstellen, die sich unter den momentanen räumlichen und geophysiologischen Verhältnissen gar nicht zu bilden vermöchten. Solchen Kollektivtypen aber stehen wohl andererseits auch reinere Einzeltypen gegenüber, im Vergleich mit denen das eine oder andere rezente Sediment wiederum Kollektivcharakter zeigt». Das trifft auch oft zu. In diesen Fällen ist aber auch die Einteilung in Tiefenzonen schwer und gezwungen. Dieser Fall ist aber oft nur ein scheinbarer, d. h. in gewissen Sedimentgruppen fallen eher die Ähnlichkeiten als die Unterschiede auf und es werden darum oft von einander wesentlich abweichende Bildungen als Fazieseinheiten behandelt. Zwei solche Fälle waren der der Schreibkreide und der Flyschbildungen. In Bezug auf den Flysch begann man schon seit einer gewissen Zeit wahrzunehmen, daß er nicht eine einzige Fazies hat und C. DIENER (23) bestätigt, daß man in den Flyschgesteinen eine lückenlose Kette von Übergängen aus einer rein litoralen bis zu einer abyssischen Fazies zu sehen hat. Die sehr großen und auffallenden Abweichungen zwischen den verschiedenen Vorkommnissen der Schreibkreide konnten natürlich nicht unbeobachtet bleiben. Daß aber die Meinungen über die Faziesverhältnisse der Schreibkreide noch immer so grundverschieden sind, ergibt sich nur daraus, daß ihre einzelnen Fazies nicht gesondert wurden. Übrigens ist zu bemerken, daß die unmöglichsten Faziesbestimmungsmethoden in jenen Debatten versucht wurden, die die Bildungsweise der Schreibkreide aufklären sollten. Wenn jemand sein Vertrauen auf die Fazieskunde erschüttert haben will, so mag er nur die Argumentationen von GROSSOUVRE, HUME und JUKES-BROWNE über die bathymetrische Lage der Kreide lesen.

Meiner Meinung nach ist die einzige Möglichkeit der Faziesforschung, wenn immer nur eine Schicht einer Fundstelle als Einheit betrachtet wird. Am wichtigsten ist, daß der Sammler weiß, wo die Fazies sich ändert und aus welchen Teilen einer Bildung die Fossilien separiert gesammelt werden müssen. Leider sind darum die früher gesammelten [d. h. nicht von dem Faziesforscher selbst gesammelten] Materialien für Faziesbestimmungen sehr selten brauchbar, weil sie beinahe immer aus Ablagerungen verschiedener Fazies gesammelt sind und darum «gemischte» Faunen enthalten, deren Arten nicht zu einander passen und nicht in ein und derselben Fazies vorkommen dürfen. Daß es sich aber nur wegen des unzweckmäßigen Sammelns so verhält, ergibt sich daraus, daß in den ungefähr 200 Mediterranfaunen, die ich in Ungarn selbst gesammelt und aufgearbeitet habe, nur eine einzige «gemischte» zu konstatieren war. In dieser Fauna [bei dem Dorfe Zebegény im Börzsöny-Gebirge], fanden sich solche Elemente, die in derselben Fazies nicht vorkommen können. Sie haben aber auch nicht zusammen gelebt, sondern die Reste aus der seichteren Zone der neritischen Region wurden wegen des steilen Meeresbodens in die Tiefe geschwemmt und der autochthonen bathyalen Fauna beigemengt **(24)**; [S. eingehender im speziellen Teile, Miozän].

C. H. Meyer-Eymar **(25, 26** u. **27)** faßte noch eine geologische Stufe als Fazieseinheit auf. Er behauptete, daß sich die Meerestiefen periodisch in Zusammenhang mit den Perihelia und Aphelia geändert haben. Darum sollen sich die Tiefenverhältnisse immer auf einer halben Erdkugel ähnlich gewesen sein. So z. B. Badenon, eine Tiefseebildung und Stazzanin, eine Flachseebildung. Die meisten Autoren behandeln je einen Sedimenttyp als Fazieseinheit. Ich selbst betrachte, wie ich schon erwähnt habe, immer jede eine einheitliche Fauna enthaltende Schicht einer Fundstelle als solche Einheit, deren Fazies ganz unabhängig zu bestimmen ist. Die Beständigkeit der Fazies auf größeren Gebieten steht im Widerspruch zu den rezenten Verhältnissen [mindestens in Bezug auf Sedimente der Flachsee, zu denen aber die überwiegende Mehrheit der geologischen Bildungen gehört]. E. Fraas schreibt darüber folgendes **(4**36—37**)**: «Ein Blick auf die Jetztwelt aber zeigt uns, wie mannigfach selbst innerhalb kleiner Bezirke die Bedingungen sind, welche bei der Bildung der Formationen in Frage kommen. Wir kommen zu dem Schlusse, daß die Möglichkeit, wie ein geologischer Horizont auf weite Strecken sich vollständig gleich bleiben konnte, viel schwieriger auszudenken und zu erklären ist, als die Erscheinung, daß ein mannigfacher Wechsel und Verschiedenheiten der Gesteinsbeschaffenheit wie der Tier und Pflanzenwelt selbst innerhalb kurzer räumlicher Entfernun-

gen eintrat. Letzteres ist das gewöhnliche und hat nichts Befremdendes, während das erstere Bedingungen voraussetzt, welche wir heutzutage niemals oder doch nur sehr selten auf unserer Erde beobachten».

Es gibt noch gewisse Gesichtspunkte, die bei der Aufstellung der Faziesklassen in Betracht kommen könnten. Die Unterscheidung «terrigen», «pelagisch», «hemipelagisch» scheint mir nichtssagend zu sein. Das kann nur in der Petrographie eine Bedeutung haben, weil in den Bildungen verschiedenster Fazies sowohl klastische Bestandteile wie organische Reste von 0 % bis 100 % schwanken können und es auch in 10 oder 100 m Tiefe solche Sedimente gibt, die weniger Detritus enthalten als der Globigerinen-Schlamm (28). K. Andrée legt großes Gewicht auf die ozeanische oder Nebenmeernatur der Sedimente (20). Diese Frage gehört aber schon zu der Paläogeographie, die ich hier möglichst vermeiden will; außerdem gibt es bisher keine Methode, mit deren Hilfe man die Nebenmeernatur der Sedimente bestimmen könnte. Die Unterschiede zwischen ozeanischen Sedimenten und Nebenmeersedimenten sind aber nicht von Bedeutung, solange es sich um Gewässer nicht unter normalem oder über normalem Salzgehalt handelt.

Es ist noch nicht zu entscheiden, ob das Endziel der Fazieskunde eine Systematisierung ist; in manchen Fällen wird auch die Systematisierung nicht gelingen. Dieses Stadium der Faziesforschung darf aber nicht vermieden werden, da es in der naturgemäßen Entwicklung der Methoden dieser Wissenschaft eine Stufe bildet, die nicht übersprungen werden kann. Unbedingt wird es der geologischen Fazieskunde viele wertvolle Ergebnisse bringen, wenn man die Systematisierung nach einheitlichen Prinzipien durchführt. Erst nachdem alle Vorteile, die durch diese Methode der Fazieskunde gewährt werden können, erreicht wurden und die etwas gezwungene, nicht alle Eigenschaften der Fazies ausdrückende Zonengliederung die weiteren Fortschritte hindert, dann erst soll man zu einer vollkommeneren neueren Methode übergehen. Das wird aber nach meiner Ansicht nicht so bald erreicht werden und welche jene neuere Methode sein kann, ist auch schwer zu erraten. Allerdings ist aber die Furcht einiger Fachleute vor der Systematisierung der Fazieskunde und ihre übertriebene Behutsamkeit schädlich, weil dadurch mehr Fortschritte verhindert werden als erreicht werden können.

* * *

LITERATUR.

1. E. Forbes: On the Light thrown on Geology by Submarine Researches. The Edinburgh New Philosophical Journal, vol. 36., 1844.

2. E. Forbes: Report on the Mollusca and Radiata of the Aegean Sea, and on their Distribution, considered as Bearing on Geology. Rep. Brit. Assoc. Adv. Sci., 1843.

3. W. Deecke: Faciesstudien über europäische Sedimente. Berichte d. Naturf. Gesellsch. Freiburg i. Br. Bd. 20., 1913—1914.

4. E. Fraas: Die Bildung der germanischen Trias, eine petrogenetische Studie. Jahreshefte d. Vereins für vaterl. Naturkunde in Württemberg, Jahrg. 55., 1899.

5. Wedekind: Über die Grundlagen und Methoden der Biostratigraphie. Berlin, 1916.

6. de Stefani: Les terrains tertiaires supérieurs du bassin de la Méditerranée. Annales de la Société Géologique de Belgique, tome 18., 1890—1891.

7. Th. Fuchs: Was haben wir unter der „Tiefseefauna" zu verstehen und durch welches physikalische Moment wird das Auftreten derselben bedingt? Verhandlungen d. k. k. Geolog. Reichsanstalt, Wien, 1882.

8. Th. Fuchs: Über die untere Grenze und die bathymetrische Gliederung der Tiefseefauna. Verhandlungen d. k. k. Geolog. Reichsanstalt, Wien, 1882.

9. Th. Fuchs: Welche Ablagerungen haben wir als Tiefseebildungen zu betrachten? Neues Jahrbuch f. Mineralog. etc. Beilage Bd. 2., 1883.

10. K. Andrée: Über stetige und unterbrochene Meeressedimentation, ihre Ursachen sowie über deren Bedeutung für die Stratigraphie. Neues Jahrbuch f. Mineralog. etc. Beilage Bd. 25., 1908.

11. E. Haug: Traité de Géologie. Paris, 1908—1911.

12. L. Strausz: Az északkeleti Cserhát mediterrán fáciesei. (Über die Fazies des Mediterran im nordöstlichen Cserhát.) Eötvös-füzetek Budapest, 1924. (Nur ung.)

13. L. Strausz: Az északkeleti Cserhát torton fáciesei. (Über die Fazies des Tortonien im nordöstlichen Cserhát.) Mathemat. Term. tud. Értesitő, Budapest, 1922. (Nur ung.)

14. L. Strausz: Fáciestanulmány a tétényi lajtameszeken. (Über die Faziesverhältnisse der Tétényer Leithakalke.) Földtani Közlöny, Budapest, 1923.

15. L. Strausz: A biai miocén. (Über das Miozän von Bia.) Földtani Közlöny, 1923, Budapest.

16. L. Strausz: Mecsekjánosi, Szopok és Mecsekpölöske környékének geologiája. (Über die geologischen Verhältnisse der Gegend von Mecsekjánosi, Szopok und Mecsekpölöske [im Komitate Baranya]). Földtani Közlöny, Budapest, 1923.

17. L. Strausz: Die Mediterranschichten des Mecsek-Gebirges. Geol. Pal. Abh. 1927

18. F. Karrer: Über das Auftreten der Foraminiferen in den Mergeln der marinen Uferbildungen (Leithakalk) des Wiener Beckens. Sitzungsberichte d. k. Akademie d. Wissensch. Wien, Math. Naturwiss., Bd. 50., 1864.

19. J. Pia: Geologische Studien im Höllengebirge und seinen nördlichen Vorlagen.. Jahrbuch d. k. k. Geolog. Reichsanstalt, Wien, 1912.

20. K. Andrée: Das Meer und seine geologische Tätigkeit, — in: W. Salomon: Grundzüge der Geologie, I. 2. Stuttgart, 1925.

21. L. Cayeux: Contribution à l'étude micrographique des terrains sédimentaires. Mémoirs de la Société Géolog. du Nord, IV. 2., 1897.

22. K. Andrée: Die wichtigsten Faktoren der marinen Sedimentbildung jetzt und einst. Geologisches Archiv, Bd. 2., 1923.

23. C. Diener: Grundzüge der Biostratigraphie. Leipzig und Wien, 1925.

24. L. Strausz: Zebegény és Nagymaros környékének felsőmediterrán rétegei. (Die Obermediterranschichten der Umgebung von Zebegény und Nagymaros). Annales Musei Nat. Hung., Budapest, 1924.

25. Ch. Mayer-Eymar: Classification des terrains tertiaires conforme à l'équivalence des périhélies et des étages. Zürich, 1884.

26. Ch. Mayer-Eymar: Classification des terrains crétacés conforme à l'équivalence des périhélies et des étages. Zürich, 1885.

27. Ch. Mayer-Eymar: Tableau des terrains de sédiment. (Extrait du Cours de Stratigraphie.) 1888.

28. Die Ergebnisse der Untersuchungsfahrten S. M. Kanonenboot «Drache» in der Nordsee. Berlin, 1886.

IV. Das Aktualitätsprinzip.

Bei den Folgerungen der Fazieskunde kommt immer in Frage, ob man auch in der geologischen Vergangenheit mit jenen physikalischen Umständen rechnen soll, die in der Jetztzeit die geologischen Erscheinungen verursachen oder beeinflussen. Die allgemeine Auffassung des Aktualitätsprinzips in J. Walter's Formulierung lautet folgendermaßen (1361):

«Alle Erscheinungen der Vorzeit lassen sich mit Parallelerscheinungen der Gegenwart vergleichen und erklären.»

«Je verbreiteter ein rezenter Vorgang ist, desto wahrscheinlicher ist es, daß er auch in jeder der früheren Epochen vorherrschend war.»

Dieser Standpunkt aber ist, wie auch J. Walter bemerkt, übertrieben. Vollkommene Gültigkeit besitzt das Aktualitätsprinzip keineswegs, ohne Zweifel waren in älteren Zeiten solche physikalische Umstände vorhanden, die heute nicht mehr existieren und hatten Resultate zur Folge, die heute nicht mehr zustande kommen. In mancher Hinsicht sollten sich die geologischen Erscheinungen von einst und jetzt ähnlich sein; es gibt aber eine gewisse Grenze des Aktualismus (2); jenseits dieser Grenze besteht diese Ähnlichkeit nicht oder ist für uns nicht mehr wahrnehmbar.

In früheren geologischen Epochen war der Mond der Erde näher (3); die Erdumdrehung war schneller. So müssen auch Ebbe und Flut und alle Bewegungen des Meerwassers viel stärker, viel verbreiteter gewesen sein. Übrigens konnten auch die Winde größere Stärke besitzen. Die Temperaturverhältnisse waren von den heutigen grundverschieden; wenn kein kaltes Wasser von den Erdpolen gegen die Tiefen der tropischen Ozeane strömte, dann müßten die Ozeane bis auf den Grund eine hohe Temperatur besitzen; so konnte aber auch die Tiefseefauna von den heutigen abweichende Charaktere besitzen (4). Kendall geht aber schon sehr weit, indem er die Möglichkeit der Bestimmung der Tiefenverhältnisse in Abrede stellt (5791); «Attempts to determine the approximate depths of the Chalk-sea from the comparison of the Cretaceous fauna with the Molluscan inhab-

itants of the existing seas are unsatisfactory, because there are no grounds for the belief that the low temperatures at present found in the ocean depths prevailed in Cretaceous times; hence temperature did not limit distribution to the extent that it does now.»

Eine Gesetzmäßigkeit in der Verteilung der Tier-und Pflanzenwelt sieht man doch in allen Zeitaltern und zwischen den verschiedenen Fazies läßt sicht immer eine solche Relation in Betreff dieser Verteilung erkennen, die der heutigen sehr ähnlich ist. Dies ermöglicht uns mit Hilfe konsequent durchgeführter Faziesbestimmungen Ergebnisse zu erreichen, die, wenn sie auch jenseits einer Grenze nicht mehr als absolut zu betrachten sind, doch richtige Relationen zwischen den einzelnen Bildungen darstellen; nur ihr x-Koeffizient bleibt unbekannt. Z. B. ist die heutige untere Grenze der neritischen Region in einer Tiefe von ungefähr 200 m zu ziehen; es konnte diese Region im Paläozoikum abwärts bis zu einer größeren Tiefe reichen, doch an ihrer unteren Grenze waren die Sedimentationsvorgänge und das organische Leben am meisten jenen ähnlich, die jetzt in einer Tiefe von 200 m zu finden sind und aufwärts oder abwärts davon traten dieselben Änderungen ein, die heute in denselben Richtungen zu konstatieren sind und die auch heute die Sedimente größerer oder kleinerer Tiefen von den genannten unterscheiden lassen.

Als eine wichtige Unterstützung des Aktualismus soll man bemerken, daß die Beleuchtung der Meerestiefen, die den größten Einfluss auf die Verteilung der Lebewelt ausübt, mit der Zeit die kleinsten Änderungen gelitten haben muß (6).

Die bathymetrische Verteilung und die anderen Lebensbedingungen einzelner Tiergruppen haben sich in der geologischen Vergangenheit wesentlich geändert. So wanderten z. B. die Brachiopoden seit dem Paläozoikum von dem Litoral und aus dem seichteren Teile der neritischen Region in größere Tiefen hinab. Solche Änderungen der Lebensverhältnisse werden aber immer, wie es scheint, von anderen Änderungen begleitet: in solchen Fällen werden die betreffenden Organismen seltener oder gewinnen dann erst eine große Verbreitung, oder ihre Größe, bzw. ihre Gestalt ändert sich wesentlich. [Dieser Satz kann aber nicht umgekehrt werden]. Darum darf man doch auch infolge einer logischen Erwägung bei jenen Tiergruppen eine auch in der Vergangenheit mit der heutigen gemeinsame Lebensweise voraussetzen, deren Gestalt und Häufigkeit in der Vergangenheit dieselbe war, wie jetzt. Mit der größten Wahrscheinlichkeit ist aber die Beständigkeit der Verbreitung der Lebensgemeinschaften anzunehmen. Darin leben die Tiere und Pflanzen aus verschiedenen systematischen Gruppen unter

den mannigfaltigen Einwirkungen ihrer Umwelt miteinander. Solche vollkommen parallele Änderungen der physikalischen Vorgänge, nach denen dieselben Organismen in derselben Relation zu einander ihre Lebensbedingungen wieder auffinden könnten, kann man sich kaum vorstellen. Darum liefert das Studium der Lebensgemeinschaften die wertvollsten Ergebnisse in der Fazieskunde.

* * *

LITERATUR

1. J. Walther: Allgemeine Palaeontologie. Berlin, 1919.

2. K. v. Hoff: Geschichte der durch Überlieferung nachgewiesenen natürlichen Veränderungen der Erdoberfläche. 1822—41.

3. E. Reyer: Geologische Prinzipienfragen. Leipzig, 1907.

4. Th. Fuchs: Über einige Punkte in der physischen Geographie des Meeres. Verhandlungen d. k. k. Geolog. Reichsanstalt, Wien, 1882.

5. P. F. Kendall: On the Conditions under which the Upper Chalk was deposited. Report of the British Assoc. Adv. Sci., 1896.

6. Th. Fuchs: Was haben wir unter der «Tiefseefauna» zu verstehen und durch welches physikalische Moment wird das Auftreten derselben bedingt? Verhandlungen d. k. k. Geolog. Reichsanstalt, Wien, 1882.

V. Die Beweisführung in der Fazieskunde.

Es ist schon unentbehrlich, die in der Fazieskunde brauchbaren Beweisführungen zu bestimmen. Da gab es bisher nicht die geringste Einigkeit unter den Fachleuten, z. B. wird das reiche Vorkommen der Molluskengattungen *Lima* und *Pecten* in einem gewissen Sedimente von Th. Fuchs (1) als Beweis einer Entstehung in der Flachsee aufgefaßt, nach Hume (2) aber soll dieses die Tiefsee beweisen. Die Tiefe, die durch die Häufigkeit der genannten Gattungen charakterisiert wird, ist nach Fuchs 40, nach Hume 700 m. Die Sache steht aber eigentlich so, daß das Überwiegen dieser kalzitschaligen Muscheln in gewissen Sedimenten nicht auf die bathymetrischen Verhältnisse, sondern auf Erscheinungen der Diagenesis zurückzuführen ist: in den betreffenden Bildungen wurden die Reste der aragonitschaligen Mollusken aufgelöst, die kalzitschaligen sind aber unverletzt geblieben; daher müssen die letztgenannten allerdings überwiegen, wenn sie ursprünglich auch keine größere Rolle gespielt haben.

Im allgemeinen gibt es sehr wenig Beweise, die nicht schon in einander entgegengesetztem Sinne gebraucht worden wären. Das Vorkommen des Glaukonits in einem Sedimente wird von vielen Autoren als Beweis der kleinen, von anderen als Beweis der großen Wassertiefe gebraucht. Die

Kriechspuren verschiedener Tiere sind allgemein gebrauchte Beweise des Ufers; TH. FUCHS aber schreibt (3536): «Die Kriechspuren von Würmern, welche sich so maßenhaft an der Oberfläche namentlich der Sandsteinbänke finden, deuten auch auf große Ruhe und mithin indirekt auf größere Tiefe». Auch die Mächtigkeit der Schichten wird als Zeichen der entgegengesetztesten Tiefenverhältnisse aufgefaßt.

Unter den möglichen und richtigen Beweisen möchte ich hier nur die geologischen und paläontologischen Beweise behandeln. Die petrographische Untersuchung der Gesteine liefert gewiß wertvolle Angaben zur Bestimmung der bathymetrischen Verhältnisse; sie gehört aber schon in eine andere Wissenschaft, die mit anderen Methoden, von der geologischen Fazieskunde getrennt arbeiten muß. Nur die Endergebnisse der beiden Wissenschaften sind zusammenzustellen und in Einklang zu bringen.

Es wäre von großer Bedeutung, in den Beweisführungen der Fazieskunde eine einheitliche Methode zu befolgen. Ich selbst legte in meinen Faziesstudien immer das größte Gewicht darauf, eine zuverlässige Methodik zu finden. In diesem Abschnitte werde ich behandeln, welche bisher gebrauchten Beweisführungen ich für unrichtig halte und welche ich selbst gebrauchen will. Zur Rechtfertigung meiner Methode soll zuerst angeführt werden, daß sie nicht bloß das Ergebnis theoretischer Überlegungen, sondern vielmehr eine praktische Lehre ist, die aus meinen fünfjährigen Faziesstudien über das Miozän in Ungarn gewonnen und für andere Formationen in meinen Untersuchungen in Ungarn, Deutschland und England bestätigt wurde.

Natürlich kann auch diese Methode keine mathematische Genauigkeit und Bestimmtheit erreichen und die subjektive Auffassung des Beobachters nicht ausschließen. Wenn ich auch voraussetze, daß zwei einander entsprechende Lebensgemeinschaften immer als Beweise gleicher Tiefenverhältnisse aufgefaßt werden sollen, ist die Möglichkeit immer vorhanden, daß die betreffenden zwei Lebensgemeinschaften durch den ersten Autor als gleiche, durch einen anderen als von einander wesentlich verschiedene betrachtet werden. Eine nicht zu beseitigende Fehlerquelle ist, daß es immer eine ganz subjektive Sache bleibt, welche Arten man für die wichtigsten in einem Vorkommnis hält und wie weit man die Häufigkeit der Arten, die Individuenzahl usw. in Betracht zieht. Aber auch bisher war es nicht besser. GROSSOUVRE (4) hebt bei der Bestimmung der Tiefenverhältnisse der Schreibkreide die Schwämme [Hexaktinelliden] als wichtigste Faziesfossilien hervor und bestätigt danach den Tiefseeursprung der Kreide. Gegen GROSSOUVRE's Argumentation steht CAYEUX's Ansicht (5), daß die Schwämme aus der Kreidefauna nicht hervorgehoben werden dürfen, sondern die ganze Fauna zusammen in Betracht kommen muß; sie deutet

auf kleine Wassertiefen hin. Andererseits bestimmt JEFFREYS (6) die Tiefenverhältnisse der Schreibkreide mit Hilfe ihrer Muschelfauna; er kommt zu dem Ergebnis, daß die Kreide eine Flachseebildung ist. Mit der größten Entschiedenheit wies TH. FUCHS (8) diesen Schluß zurück, beanstandete die Hervorhebung der Muscheln und behauptete, daß die Fauna der Schreibkreide in ihrem Ganzen die Tiefseenatur des Sedimentes unbestreitbar beweist. TH. FUCHS meint, daß die Ammoniten die größte Rolle bei der Lösung der Faziesfragen der mesozoischen Bildungen spielen (3_{538}) und das größte Gewicht auf sie zu legen ist. Meiner Ansicht nach soll man die Ammoniten möglichst vernachlässigen und nie als wichtige Faziesbeweise betrachten [mit der Ausnahme, wenn außer ihnen keine Fossilien in einer Schicht vorhanden sind]. Die Ammoniten müssen gewissermaßen als Problematika behandelt werden [s. a. im Kap. A. 3.], da weder ihre Lebensweise [Hochsee-oder Tiefseetiere, oder sogar Flachseebewohner], noch die Weise, wie ihre Schalen in das Sediment geraten [in situ oder die leeren Schalen weit verfrachtet], aufgeklärt sind.

Vollkommene Exaktheit wird nicht erreicht. Das darf man aber von der Fazieskunde auch nicht verlangen, da es auch von der viel älteren und vorgeschritteneren Stratigraphie nicht erreicht worden ist. Für diesen Mangel der Stratigraphie kann man Beispiele in beliebiger Anzahl anführen. Es gibt noch keine unbestreitbaren Kriterien der Gleichaltrigkeit hauptsächlich im Paläozoikum und Tertiär. So weit wird die Stratigraphie wahrscheinlich nie gelangen, um z. B. von einigen Schichten des Hidaser Obermediterrans (7) widerspruchslos bestimmen zu können, ob sie in das Grunder Niveau, oder in das Tortonien einzureihen sind.

A. UNRICHTIGE FOLGERUNGEN.

Betrachten wir zuerst jene Folgerungen, deren Gebrauch ich für unzweckmäßig halte und vermeiden werde.

I. Numerische Bestimmung der rezenten Verteilung der Fossiliengattungen.

Es ist eine sehr verbreitete Methode der Bestimmung der Tiefenverhältnisse, daß man die rezenten Gattungen aus der Fauna herausliest und nach deren heutiger Verbreitung rein numerisch auf die bathymetrische Lage der Fauna schließt. Es kann nicht einen Augenblick zweifelhaft sein, daß diese Methode verfehlt ist. Einerseits ist die Tiefenverbreitung der Genera sehr groß, hauptsächlich wenn die Genera im alten Sinne aufgefaßt

werden, wie es aber in solchen Fällen gebräuchlich ist. Andererseits ist nicht zu bezweifeln, daß eine fossile Art einer jetzt nur in der Flachsee lebenden Gattung auch in größeren Meerestiefen vorkommen konnte, da es auch heute oft der Fall ist, daß eine Art oder einige Arten einer vorwiegend in der Flachsee vorkommenden Gattung in sehr großen Tiefen leben. Die Beständigkeit der Tiefenverbreitung der Gattungen wird auch oft bezweifelt [s. z. B. (8)]. So kann man die Fazies bloß durch die Benennung der darin vorkommenden Gattungen nur in jenem Falle bestimmen, wenn dadurch auch eine Lebensgemeinschaft charakterisiert wird. Wenn man übrigens angibt, daß in einer Miozänschicht die Gattungen

Pecten	*Natica*
Ostrea	*Turritella*
Lucina	*Buccinum*
Venus	*Murex*
Dentalium	*Pleurotoma*

vorhanden sind, wird die Fazies dieser Bildung gar nicht bestimmt. Aus verschiedenen Arten dieser zehn Gattungen kann ebensowohl eine bathyale Fauna, wie eine aus der seichteren Zone der neritischen Region bestehen:

Die Fauna eines Lithothamnienkalkes (Tortonien)	Die Fauna eines bathyalen Tegels (Tortonien)
Pecten latissimus	*P. cristatus*
Ostrea lamellosa	*O. cochlear*
Lucina leonina	*L. spinifera*
Venus basteroti	*V. islandicoides*
Dentalium entalis	*D. badense*
Natica millepuncta	*N. helicina*
Turritella vermicularis	*T. turris*
Buccinum caronis	*B. restitutianum*
Murex trunculus	*M. partschi*
Pleurotoma sp.	*P. ramosa*

Diese zwei Faunen könnten wohl dem Typus der seichteren neritischen und dem der bathyalen Fazies dienen.

Leider ist bei älteren Perioden nicht zu vermeiden, sich bis zu einem gewissen Maße der Gattungen zur Faziesbestimmung zu bedienen. Damit geht viel von der Zuverlässigkeit verloren, aber in diesen Fällen ist das Vergleichsmaterial so ungenügend, daß die Lebensweise der einzelnen Arten sehr selten zu entscheiden ist und in den Lebensgemeinschaften die Rolle der Arten und der Gattungen selten klar vor uns steht. In solchen Fällen

muß man sich vor unbegründeten Parallelen hüten und den Echinoiden der Schreibkreide infolge ihrer Verwandtschaft mit heutigen Tiefseeechinoiden keinen Tiefseecharakter imputieren, denn *Ananchytes* oder *Holaster* stehen ihren tiefseebewohnenden «Verwandten» weit ferner, als *Pecten opercularis* dem *Pecten abyssorum* und auch aus der Tiefenverteilung der ersten *Pecten*-Art kann man nicht auf die der zweiten folgern.

Es ist noch grundloser, aus der Lebensweise des rezenten *Limulus* auf die Flachseenatur der Trilobiten-führenden Schichten zu schließen. Man weiß, daß z. B. *Limulus decheni* ein Süßwasserbewohner war (9), obwohl er in dieselbe Gattung gehört. Die von *Limulus* systematisch sehr weit abstehenden Trilobiten können wegen dieser Verwandtschaft ebensowohl in Flüssen wie in abyssischen Tiefen der Meere gelebt haben. In solchen Fällen ist die Lebensweise der Tiere nur durch sorgfältige paläobiologische Untersuchungen zu bestimmen.

2. Die Proportion der verschiedenen Tiergruppen in einem Sedimente.

Völlig verfehlt sind die Versuche, den bathymetrischen Charakter einer Fauna aus dem prozentuellen Verhältnis der darin vorkommenden Muscheln und Schnecken zu bestimmen [zieht man auch die Zahl der Gattungen, der Arten oder der Exemplare in Betracht]. Von theoretischen Überlegungen kann hier gar keine Rede sein, denn die Beobachtungen über die rezente Verteilung der Mollusken zeigen keinen beständigen Zusammenhang zwischen Tiefe und Proportion der Muscheln und Schnecken [und auch nicht zwischen der Bodenart d. h. Gesteinsart und dieser Proportion]. Im Gegenteil, in jeder Tiefe kann ein Fall vorkommen, daß ein Sediment eine bis 100% nur aus Muscheln oder nur aus Schnecken zusammengesetzte Fauna enthält. Die Vorgänge der Diagenesis, die auf die Erhaltung verschiedener Tierreste verschiedene Wirkung ausüben, machen diese Relation noch unsicherer.

Bei Hume (2) finden wir ein wirksames Beispiel der Faziesbestimmung nach der Proportion der Muscheln und Schnecken. Er bestimmt den Faunencharakter des Upper Greensand in England [mittlere Kreide] damit, daß die Fauna 49% Monomyarier, 30% Dimyarier und 15% Gastropoden enthält. [Die Prozente beziehen sich auf die Gesamtfauna]. Diese Proportion soll in der Jetztzeit die Tiefen von 30—150 Faden charakterisieren. Da aber der rezente Grünsand [Glaukonitsand] zwischen 100 und 900 Faden zur Ablagerung kommt, muß das genannte Sediment in einer Tiefe von ungefähr 150 Faden abgelagert worden sein.

Ebenfalls unmöglich ist einen Schluß auf die Meerestiefe aus der Proportion zwischen Mollusken und anderen Tiergruppen zu ziehen. Auch sind solche Zusammenhänge durch rezente Beobachtungen nicht erwiesen worden. Unrichtig ist also die Folgerung, der SEGUENZA sich bedient (10), indem er die Tiefseecharaktere der Mergel des Zancléen durch das Überwiegen der Brachiopoden und Foraminiferen beweist und die reiche Molluskenfauna in anderen [miozänen] Schichten bei Messina als Beweis der Flachsee betrachtet.

Aus dem Fossilreichtum oder dem Mangel der Fossilien in einem Gesteine kann man auch nicht auf die bathymetrischen Verhältnisse der einstigen Meere folgern. E. FORBES (11) war noch der Meinung, daß im Ägäischen Meere die Fauna mit der zunehmenden Tiefe stufenweise ärmer wird und hat angenommen, daß das Tier- und Pflanzenleben in einer gewissen Meerestiefe gänzlich aufhört; diese unterste Grenze des Lebens hat er in nicht sehr großen Tiefen vermutet. Doch hat er nicht als eine Tatsache, sondern nur als eine Möglichkeit hervorgehoben, daß die paläozoischen Schiefer und die Scaglia wegen ihres Fossilienmangels als Tiefseebildungen aufgefaßt werden können. Seitdem haben die Tiefseeforschungen erwiesen, daß keine Gesetzmäßigkeit zwischen der Tiefe und dem Reichtum der Fauna besteht. Man weiß schon, daß in jeder beliebigen Meerestiefe ein fossilleeres Sediment oder eine organogene Bildung vorkommen kann. Hauptsächlich ist die Häufigkeit der Fossilien in litoralen Ablagerungen sehr verschieden (12), was an jeder Meeresküste zu beobachten ist; an einigen Stellen findet man eine ungeheure Menge tierischer Reste, anderswo hingegen sieht man auf langen Strecken keine. Alle diese Tatsachen sind schon seit langem bekannt; doch muß man noch im Jahre 1922 solches lesen (13): «Charakteristisch ist ferner für die Hügellandfazies [der Miozän- und Pliozänschichten] im Gebiet zwischen Tirana und Durazzo der Wechsel von verhältnismäßig geringmächtigen Schichten, die äußerst fossilreich sind, mit mächtigen eintönigen Komplexen von geringerem Fossilinhalt. In dieser Erscheinung spiegeln sich Meeresoszillationen wieder, wie sie im Landgebiet eines Sedimentationstroges nicht anders zu erwarten sind: es zeigen eben die fossilreichen Schichten die Annäherung der Strandzone an, oder entsprechen derselben, während schon die eintönigeren Zwischenkomplexe wieder auf entfernteres Ufer hindeuten».

3. Problematika als Beweise.

Man darf nie als Grund zu Folgerungen nicht genau erkennbare Fossilreste oder problematische Reste benutzen. Der erste Fall ist leicht

einzusehen. Offenbar können solche Folgerungen nicht für ernst genommen werden, daß der zwischen Kielce und Karczuvka (in Polen) vorkommende Obersilurschiefer eine Tiefseeablagerung sei, weil er gewisse Schalenreste, die von planktonischen Phyllokariden und kleine Chalzedonkügelchen, die von Radiolarien „herrühren können", enthält.

Die Folgerungen mit Hilfe problematischer Fossilien sind ebenso unzuverlässig. Wenn wir nämlich diese Problematika in drei einander gleiche Charaktere besitzenden Vorkommnissen finden, dann werden wir noch nicht wissen, welche von den vielfachen Eigenschaften der drei Vorkommnisse das Vorhandensein jener Problematika ermöglicht haben und welche Eigenschaften darum auch in einem vierten Vorkommnis vorauszusetzen sind. Wenn ich mehrmals Hieroglyphen in mergeligen, fossilleeren, litoralen, durch starke diagenetische Vorgänge beeinflußten Gesteinen finde, dann wird es mir gar nicht klar, ob diese Hieroglyphen mit der Gesteinsart, mit den Einwirkungen der Pflanzen- und Tierwelt oder mit deren Mangel, mit den bathymetrischen Verhältnissen oder mit der Diagenesis in Zusammenhang zu bringen sind. Infolgedessen führen solche Folgerungen sehr oft zu Irrtümern; darum halte ich sie bei der Bestimmung der Fazies für unbrauchbar.

Th. Fuchs **(3)** schließt aus den Fukoiden und Hieroglyphen der Flyschbildungen auf eine große Wassertiefe, wo das Wasser so ruhig war, daß diese „Kriechspuren" erhalten geblieben sind. Im Gegensatz zu ihm betrachtet C. Diener **(15)** die Hieroglyphen als Beweise des litoralen Ursprungs des Flysch, da sie sich nur im Gebiete zwischen Ebbe und Flut gebildet haben können. Es gibt eine einfache Erklärung, warum diese Problematika so oft in Faziesbestimmungen gebraucht werden. Sie kommen hauptsächlich in solchen Schichten vor, die sonst fossilleer sind **(16_{133})**; die Geologen sehnten sich aber immer danach, die Faziesverhältnisse solcher Bildungen zu bestimmen, wo die schwächsten Hilfsmittel zur Verfügung standen [Flysch, Schreibkreide, Radiolarit]. In diesen Fällen waren sie gezwungen, sich der unmöglichsten Beweisführungen zu bedienen, während jene Faziesuntersuchungen, die normale, fossilführende, nicht exotische Ablagerungen betreffen und auch zu Ergebnissen führen könnten, möglichst vernachlässigt wurden.

4. Wellenfurchen, Trockenrisse, Bohrlöcher als Kennzeichen der Litoralablagerungen.

Auf die Angehörigkeit der Ablagerungen zu der Litoralzone pflegt man nicht aus Fossilien, sondern aus verschiedenen, z. T. problematischen

Spuren zu schließen. Solche sind die Trockenrisse, Ripplemarks, Wellenfurchen, Sandkegel, Wurmlöcher usw. Ich nehme diese Erscheinungen als Faziesbeweise nicht an. Es ist in den meisten Fällen fraglich, ob sie sich primär zur Zeit der Ablagerung des Gesteins gebildet haben. Es können infolge diagenetischer, oder tektonischer Vorgänge an den Schichtenflächen allerhand Unebenheiten entstehen, die sich nicht leicht von denen der heutigen Meeresufer unterscheiden lassen. Jene Wellenfurchen z. B., die von R. BECK **(17)** aus dem Labiatenquader [zwischen Schmilka und Herrenskretschen] beschrieben wurden, scheinen mit den heutigen Wellenfurchen der Strandsedimente nicht übereinzustimmen; sie sind ungefähr einen halben Meter hoch in einer Entfernung von 1—1·5 m voneinander. Die Wellenfurchen kommen heute nicht nur am Ufer vor. Sie bilden sich nach dem HELMHOLTZ'-schen Gesetz und so ist ihre Bildung auch in so großen Tiefen möglich, wo sie unserer Aufmerksamkeit entgehen können. In einer Tiefe von 30—40 Faden ist ihr Vorkommen auf dem Boden des British Channel festgestellt worden **(18)**. Die Hieroglyphen habe ich schon im vorigen Kapitel behandelt. Über Sandkegel, Scolitus, verschiedene Spuren von Bohrlöchern und Luftblasen usw. wurden wertvolle Untersuchungen geleistet **(19, 20, 21, 22, 23, 24.)**; ich möchte sie jedoch als Problamatika aus den Faziesbeweisen ausschließen.

Es müssen aber die Fußspuren von Landtieren als Beweise der Angehörigkeit einer Schicht zu den Strandbildungen angenommen werden, denn in diesen Fällen ist weder die Art und Weise der Entstehung, noch deren Ort problematisch. Hauptsächlich aus der Fundy Bay stehen gute Beobachtungen über die rezente Bildung solcher Fußspuren zu unserer Verfügung **(25)**.K. ANDRÉE führt noch eine Möglichkeit an, die auch ich annehmen muß **(26**199**)**: «Ganz sicher gehen wir mit dem Schluß auf Strandbildung, wenn marine Konglomerate windgeschliffene Komponenten in sich bergen; das gilt z. B. von Teilen des Oberzechsteinkonglomerates zwischen Frankenberg und Giessen am Ostabfall des Rheinischen Schiefergebirges und von den unterkambrischen Konglomeraten und Quarziten von Lugnas in Westergötland mit ihren windgeschliffenen Dreikantern, Wellenfurchen, Medusensteinkernen».

Ich selbst lege jedoch auf die Fußspuren von Landtieren oder die windgeschliffenen Dreikanter als Faziesbeweise kein Gewicht. Wenn nämlich jene Ablagerungen, die auch diese Merkmale besitzen, fossilführend sind, dann ist ihre Fazies mit Hilfe der Fossilien bestimmbar; wenn sie aber fossilleer sind, dann spielen sie keine bedeutendere Rolle in der Fazieskunde, nur in der Paläogeographie, von der ich jetzt aber absehen will.

5. Unrichtige petrographische Folgerungen.

Wie die petrographischen Faziesstudien an sich berechtigt sind, so unrichtig ist es, im Bereiche der geologischen Fazieskunde die Faziesverhältnisse aus oberflächlichen lithologischen Beobachtungen feststellen zu wollen. Doch sind solche Folgerungen allgemein verbreitet. Natürlich wurden, wie es mit den meisten Faziesbeweisen geschah, auch die meisten lithologischen Eigenschaften als Beweise der verschiedensten Standpunkte gebraucht. Sehr oft werden Kalk und Ton als Gegenteile in der bathymetrischen Verteilung gegenübergestellt. Nach einigen Autoren deutet aber der Kalk auf größere Meerestiefe (27) oder auf die Entfernung der Küste (28), da kein klastisches Material [oder nur wenig] im Sedimente vorhanden ist, und der Ton als Klastikum auf kleinere Tiefen oder Strandnähe hin. Nach anderen [z. B. Elbert (29)] vermehrt sich der Tongehalt der Gesteine mit der Tiefe. Elbert meint, die Tiefenfolge der Gesteine im Angoumien des Teutoburger Waldes folgendermaßen festsetzen zu können, [in einer Ordnung nach der zunehmenden Tiefe]; Grünsand, Pläner, Kalkmergel. K. Andrée stimmt der Meinung Elbert's nicht zu (30), doch bestimmt er die Tiefenfolge auch nach den Gesteinscharakteren: Grünsand, Kalkmergel, Pläner. Und so schöne reiche Faunen finden sich in den genannten Schichten, daß sie die Bestimmung der Fazies meiner Ansicht nach ganz unbestreitbar machen: die drei verschiedenen Gesteinsarten entsprechen nicht verschiedenen Meerestiefen, sondern alle drei gehören in die seichteste [höchstens bis in die mittlere] Zone der neritischen Region [s. später bei den Faziesverhältnissen der Kreide]. Th. Fuchs spricht schon ganz entschieden gegen die Faziesbestimmungen nach Gesteinsarten (3) und weist darauf hin, daß grobe klastische Materiale bis zu einer Tiefe von 500—600 Faden vorkommen. Heute, nach den Ergebnissen der vielen Meeresforschungen weiß man genau, daß in jenem Bereiche, in den fast alle Meeressedimente gehören, also vom Litoral bis in die bathyale Region hinab, Kalk, Ton und Sand im jeder Tiefe verbreitet sein können und ihr Wechsel keine solche Gesetzmäßigkeit zeigt, die bei der Bestimmung der Wassertiefen angewandt werden könnte. Doch sind gröbere klastische Gesteine [Konglomerate, Breccien] kaum in größeren Tiefen, als am Litoral und im seichteren Neritikum zu erwarten.

6. Auflösung der kalkigen Tierreste.

Zu den lithologischen Beweisen soll man eigentlich auch jene rechnen, die zu der Bestimmung der Meerestiefe aus der Erhaltung tierischer Reste dienen. Es kommt sehr oft vor, daß man aus der Auflösung der Kalkschalen von

Mollusken auf große Tiefen schließt. F. WÄHNER (31, 32) erläutert die eigentümliche Erhaltung der Adnethkalkammoniten, so, daß die Schalen der gestorbenen Ammoniten in die Tiefe sanken, dort auf dem Meeresboden ihre untere Hälfte vom Sedimentmaterial eingebettet oder in den Boden eingedrückt und darum erhalten, während die obere Hälfte aufgelöst wurde. Da die Auflösung des Kalkes nur in sehr großen Tiefen [in mehreren tausend Metern] vorkommt, sollten die so erhaltenen Ammonitenschalen zum Beweis einer abyssischen Ablagerung dienen. Die richtige Erklärung solcher Erscheinungen ist am besten von WEPFER (33) dargelegt worden; sie ist nähmlich infolge der Diagenesis entstanden [s. im letzten Kapitel des allgemeinen Teils]. Aber durch eine einfache Überlegung wird einem jeden klar sein, daß die Idee dieser Auflösung auf dem Tiefseeboden nicht zu halten ist. Denn — 1. unter dem großen Druck in mehreren tausend Metern Tiefe müssen die Möglichkeiten der Auflösung in einer Tiefe von 2 cm unter der Bodenoberfläche ungefähr so sein, wie im Wasser selbst. — 2. Die Sedimentation geht so langsam vor sich, daß die unteren Ammonitenhälften schon seit langem aufgelöst worden wären, bevor sie durch das zur Ablagerung kommende Material eingebettet worden wären. — 3. In großen Tiefen ist der Meeresboden so hart (43), daß das unbedeutende Gewicht der Ammonitenschalen nicht genug sein konnte, sich in den Boden einzudrücken.

Durch die teilweise Auflösung des Kalkes beweist F. FRECH die Tiefseenatur der devonischen Kramenzelkalke des Rheinischen Schiefergebirges (35) und die der Wengener Knollenkalke der Balatongegend in Ungarn (36). K. ANDRÉE bezweifelt die abyssische Entstehung der Kramenzelkalke (30), indem er bemerkt, daß die Auflösung des Kalkes auch in geringeren Wassertiefen stattfindet. Gegen die abyssische Natur der Wengener Knollenkalke wendet C. DIENER (15) ein, daß ihre Ammonitensteinkerne die Spuren einer Abrollung tragen, was in tiefen Wassern ausgeschlossen ist. Diese zwei nicht allzu starken Argumente sind überflüssig, wenn man die schon erwähnte Rolle der Diagenesis in Betracht zieht. Eine komplizierte und unverständliche Voraussetzung dachte sich E. FRAAS aus. Nach ihm (37~182~) «findet [im alpinen Jura] das Vorkommen ausschließlicher Steinkerne von Petrefakten ohne irgend welche Spur der Kalkschalen eine Erklärung in der Annahme, daß die Tiere anfangs in einer Tiefe eingebettet waren, wo die Schale sich erhalten und einen genauen Abdruck hinterlassen konnte, später aber durch weitere Senkung in jene Tiefe kamen, in welcher sie sich auflösen mußten.» Diese Voraussetzung ist nicht nur unrichtig, sondern ein böhmisches Dorf. Wenn diese nachträgliche Auflösung auf dem Tiefseeboden stattfindet, dann wird zu jeder Zeit eine größere

Meerestiefe für die Auflösung der Kalkschalen in einer gewissen Schicht und zugleich eine kleinere Tiefe für die ungestörte Einbettung der Fossilien des eben darüber folgenden Niveaus bedingt.

Nach G. STEINMANN (38) stammen aus sehr tiefem Wasser jene Kalksteine, die eine Knollenstruktur und angefressene Beschaffenheit der Schichtflächen [Ätzsuturen] zeigen. Auch K. ANDRÉE hält die Ätzsuturen für Beweise großer Meerestiefen (39). WEHNER (32) schreibt den Mangel gewisser Juraschichten an Foraminiferen der Auflösung in der Tiefsee zu. Die Foraminiferen waren in den obersten Schichten des Meerwassers im Mesozoikum sehr verbreitet, sollen also auch in die Ablagerungen größerer Tiefen hineingekommen sein, aber in den sehr großen Tiefen wurden sie aufgelöst und in diesen Fällen deutet ihr Fehlen auf abyssischen Ursprung hin. Aber die Foraminiferen sind in der Jetztzeit ebenso oder noch mehr verbreitet als im Mesozoikum und doch finden sich in allen Tiefen auch foraminiferenlose Ablagerungen.

Im allgemeinen dachte man daran nicht, daß die Auflösung auch nachträglich, nicht auf dem Meeresboden stattfinden konnte. KENDALL aber strebt auch danach, indem er die abyssische Natur der Schreibkreide beweist (40), nachweisen zu können, daß die Auflösung der Aragonitschalen zur Zeit der Ablagerung, nicht nachträglich geschah; dafür soll zeugen, daß [in dem Upper Chalk, England] nicht nur diese Schalen, sondern auch die Schalenabdrücke und Steinkerne der aragonitschaligen Tiere fehlen. Dagegen muß man bemerken, daß die diagenetischen Vorgänge auch die Abdrücke und Steinkerne abwischen können. So steht es bei vielen Kalksteinen, hauptsächlich bei Korallenriffbildungen, wo die ursprüngliche zoogene Struktur oft kaum zu erkennen ist. HEBERT beschrieb die Spuren aragonitschaliger Mollusken in der Kreide von Meudon (41) [s. auch (63)]; die Abdrücke befanden sich auf den Schalen der sich anheftenden kalzitschaligen Muscheln, z. B. am Wirbel der *Ostrea*. Übrigens waren auch hier keine Steinkerne oder Abdrücke der Aragonitschalen im Gestein und es kann nicht bewiesen werden, daß sie zur Zeit der Ablagerung aufgelöst worden wären.

TH. FUCHS hat sehr schön nachgewiesen (3 und 42), daß eine teilweise Auflösung der Kalkschalen im Gesteine infolge der Diagenesis stattfinden kann. Durch diese Vorgänge verschwinden die aus dem leicht löslichen Aragonit bestehenden Schalen, doch die Kalzitschalen bleiben unversehrt. Hauptsächlich ist es bei den Aptychenkalken von Nennwert, in denen die Ammonitenschalen [Aragonit] zwar nicht, wohl aber die Aptychen [Kalzit] erhalten geblieben sind. Trotzdem bestand noch die Ansicht (43), daß die Aptychenkalke sich so gebildet haben, daß die Schale der

abgestorbenen Ammoniten an der Oberfläche des Meeres schwebten und weggetrieben wurden, während die schweren Aptychen sich von ihnen trennten und in die Tiefe sanken, wo sie in Aptychenschichten aufgehäuft wurden.

K. Andrée nimmt die Erklärung von Fuchs über die Entstehung der Aptychenkalke nicht an (**30**419); widerlegen kann er sie aber nicht.

Sehr auffallend ist die verschiedenartige Erhaltung der kalzitschaligen und aragonitschaligen Tiere in vielen jüngeren Grobkalken. Die erstgenannten besitzen die unverletzten Schalen, die letzteren wurden aber nur als Steinkerne erhalten [z. B. bei den miozänen Leithakalken].

Auf Grund des Gesagten ist klar, daß ein Teil der Fauna nachträglich aus dem Gestein infolge der Vorgänge der Diagenesis verschwinden kann. Darum darf ihr Fehlen nicht den Meerestiefen zugeschrieben und nicht als Beweis einer Auflösung am Meeresboden betrachtet werden. In den Aptychenkalken deutet die Häufigkeit der Aptychen und das Fehlen der aragonitschaligen Tiere nicht auf eine Entstehung in der Tiefsee hin.

Ich möchte die Aufmerksamkeit auf eine eigentümliche Erscheinung lenken. In einigen sandigen Schichten sind die aragonitschaligen Muscheln und Schnecken bei weitem häufiger als die kalzitschaligen Tiere, ja sogar fehlen die letzteren vollkommen. Ein auffallendes Vorkommnis ist das des gelben Obermediterransandes mit *Columbella carinata* in den Herrschaftsweingärten östlich von Mecsekszabolcs [in Südungarn] (**44**). Hier konnte ich, obwohl die Faziesverhältnisse der ganzen Umgebung in jeder Beziehung sehr eingehend bekannt sind, keine Auslegung des Fehlens der Kalzitschalen geben. Auf mich machte dieses Vorkommnis den entschiedenen Eindruck, daß hier die Kalzitschalen mit Ausnahme von *Anomia ephippium* nachträglich aufgelöst wurden, die Aragonitschalen aber erhalten blieben. Es wäre aber sehr schwer eine chemische Erklärung dieser Erscheinung zu geben.

7. Die Mächtigkeit der Schichten als Beweis für die Tiefenverhältnisse.

Keineswegs dürfen die Faziesbestimmungen auf die Mächtigkeit der Schichten gegründet werden. Es hat keine allgemeine Gültigkeit, daß sich die Flachseeablagerungen schneller bilden als die Ablagerungen größerer Tiefen und daß darum die erstgenannten mächtiger wären, als die letzteren. Die tiefsten abyssischen Sedimente lagern sich gewiß sehr langsam ab, [man muß aber bemerken, daß die diesbezüglichen Beobachtungen gar nicht befriedigend sind]; doch ist in jenen Tiefen, wohin die meisten geologischen

„Tiefseebildungen" gehören, die Geschwindigkeit der Sedimentation sehr verschieden. Diese Tatsachen sind allgemein bekannt, wurden jedoch auch in den neuesten Faziesstudien kaum im Auge behalten. Außerdem ist am schwersten zu entscheiden, ob eine Schicht oder Schichtengruppe dick ist oder nicht. Das muß man nämlich so verstehen, daß der Zeitraum, in dem sich eine Schicht gebildet hat, auch nicht annähernd bekannt ist. Wenn eine Schichtengruppe eine Mächtigkeit von 10 m erreicht, dann ist ihre Ablagerung sehr schnell gewesen, wenn diese Ablagerung in x Jahren stattgefunden hat; sie ist aber sehr langsam gewesen, wenn sie auf eine Dauer von 10 x oder 100 x Jahren zu rechnen ist. Argumente, wie diese sind für die Geschwindigkeit der Ablagerung völlig bedeutungslos: daß z. B. Plicatulen auf die leeren Echinoideenschalen angeheftet leben konnten, ehe sie eingebettet worden wären. Die einzige Möglichkeit ist also, die verschiedenen Bildungen miteinander zu vergleichen und zu bestimmen, wie die Relation zwischen in demselben Zeitraum gebildeten Schichten ist. Wenn man aber in Betracht zieht, wie unzuverlässig die Parallelen sind, wird man gar nicht hoffen, die Sedimente desselben Zeitraums sondern zu können. Das ist hauptsächlich im Tertiär unmöglich, weil dort keine beständigen Horizonte zu bestimmen sind. Dies macht schon die genannte Methode der Faziesbestimmung unmöglich. Es gibt aber noch eine Schwerfälligkeit dabei: eine schnelle Sedimentation wird auch der Tiefsee zugegeben, wenn es sich um eine Geosynklinale handelt [s. z. B. (**45**)]. Die Identifikation einer Geosynklinale ist aber nur dadurch möglich, daß darin auch die Tiefseebildungen schnell zur Ablagerung kamen und eine große Mächtigkeit erreichten. Das ist aber ein unverkennbarer circulus vitiosus.

Die Mächtigkeit der Schichten wird sehr oft als Beweis der Faziesverhältnisse hervorgehoben. Nach WEHNER (**31**) deutet die langsame Sedimentation der triadischen bunten Cephalopodenkalke der Alpen und der Adnethkalke auf ihre Tiefseenatur hin. Er geht so weit (**32**), mit ähnlicher Argumentation gewisse Bildungen mit solchen an der Grenze des heutigen Globigerinenschlammes und roten Tiefseetones zu vergleichen. Um auch ein neueres Beispiel zu zitieren, erwähne ich, daß C. DIENER (**15**) die große Mächtigkeit der Scaglia gegen ihre Tiefseenatur anführt. Dieselben Gründe wurden aber auch als Beweise für entgegengesetzte Meinungen gebraucht, wenn TH. FUCHS (**2**569) schreibt, daß «die Tiefseebildungen um so mächtiger sind, je reiner ihr Tiefseecharakter ausgeprägt ist und die Litoralbildungen um so mehr zusamenschrumpfen, je typischer sie ihren litoralen Charakter zeigen.»

Wenn in einer Schichtenfolge eine Lücke zu bemerken ist, die Fauna



einer oder mehrerer Horizonte fehlt, oder auch kein Sediment in einer gewissen Zeit zur Ablagerung gekommen ist, das Terrain aber wahrscheinlich vom Meer bedeckt war, so werden diese Erscheinungen oft der großen Meerestiefe zugeschrieben. Es sollte nämlich kein klastisches Material in die allzugroßen Tiefen gelangen und die organischen Reste alle aufgelöst sein. Solche Folgerungen brauchen WEHNER (32) und LOWL (46). Hingegen weiß man ganz genau, daß die genannten Erscheinungen, das Fehlen der Fauna und des Sediments in den verschiedensten Meerestiefen vorkommen und nicht charakteristisch für die Tiefsee sind [s. z. B. K. ANDRÉE] (30).

Ebensowenig darf man daraus auf die Tiefenverhältnisse schließen, daß gewisse Schichten in einer Richtung an Mächtigkeit gewinnen, verlieren oder sogar auskeilen. HUME schreibt (2220): «It will be generally conceded that those zones which consist of detrital materials will thin seaward, whilst those of deeper sea origin, more rich in calcareous components, will thin landward.» In diesen paar Sätzen steht beinahe kein richtiges Wort. Das detritische Material darf nicht als Flachwassersediment den Tiefseesedimenten gegenübergestellt werden; die detritischen Sedimente können ebensowohl gegen die Flachsee wie gegen die größeren Tiefen auskeilen. Es gibt kein Gesetz, daß die Bildungen größerer Tiefen kalkreich sind [s. z. B. (47)] und gilt nicht, daß die kalkigen Sedimente in der Nähe des Strandes an Mächtigkeit verlieren sollten. Mit Folgerungen, wie sie HUME benutzte, könnte man leicht beweisen, daß der miozäne Leithakalk oder der rezente Lithothamnienkalk die Ablagerungen größerer Tiefen seien, gegenüber dem strandnahen miozänen Badener Tegel oder dem rezenten Blauschlick.

Es ist allgemein bekannt, daß der Meeresboden während der Sedimentation langsam sinken kann und deshalb mächtige Schichtenkomplexe in der Flachsee zur Ablagerung kommen. Doch schrieb SUPAN (48), indem er die Permanenz der Ozeane behandelt: «Übrigens kennen wir marine Bildungen von vielen tausenden Metern Mächtigkeit und damit ist der Beweis erbracht, daß sich echt ozeanischer Tiefboden in Festland verwandeln kann.» K. ANDRÉE (30) macht uns auf die Unrichtigkeit dieser Behauptung aufmerksam.

8. Die Korrelation der Fazies.

Es wird wahrscheinlich die Mißbilligung vieler Fachleute hervorrufen, daß ich das bisher vielleicht in der weitesten Allgemeinheit anerkannte Gesetz der Fazieskunde, das der Korrelation der Fazies, in der Faziesforschung für unbrauchbar erkläre und restlos verwerfe. Meiner Ansicht nach darf

immer nur eine Schicht einer Lokalität allein, von den benachbarten Bildungen getrennt in Betracht gezogen und als Einheit behandelt werden. [Vgl. das Gegenteil bei J. WALTHER (49₄₉₇)]. Das Korrelationsprinzip ist das Ergebnis bloßer logischer Erwägungen, die ich bestreite; durch geologische Beispiele kann es nicht bestätigt werden, wegen eines auf der Hand ligenden circulus vitiosus.

In seiner «Einleitung in die Geologie» schreibt J. WALTHER (50₁₉₅): «Grundgesetz ist es, daß nur solche Lebensbezirke zeitlich aufeinander folgen können, welche in der Gegenwart räumlich nebeneinanderliegen.» Das nehme ich nicht an. Man weiß, daß der Meeresboden wie das Festland durch schnelle oder durch «langsame» Hebung oder Senkung in einer in geologischem Sinne sehr kurzen Zeit bedeutende Niveauänderungen erleiden können. Es wird nur eine Niveauänderung von 150—200 m benötigt, damit über eine Schicht nicht eine neben ihr liegende, sondern eine grundverschiedene Fazies kommt. Solche Hebungen und Senkungen müssen nicht unbedingt wahrnehmbare Spuren hinterlassen. Daß sie durch tektonische Merkmale nicht immer kenntlich gemacht werden, wird dadurch bestätigt, daß heute viele marine Bildungen über dem Meeresspiegel in horizontaler Lagerung und ohne auffallende Störungen zu finden sind. In solchen Fällen wäre die Niveauänderung hauptsächlich aus getrennten Aufschlüssen nicht zu konstatieren. Es gibt viele Fälle, daß zeitlich nicht unvermittelt aufeinanderfolgende Schichten konkordant aufeinander liegen; oft ist es sehr schwer, eine Diskordanz zwischen dem Upper Chalk und dem Lower London Tertiary aufzuzeigen, obwohl das Terrain hier vor dem Danien aus dem Wasser auftauchte und nach dem Montien wieder unter den Meeresspiegel gesunken ist. Oft macht die Natur der Gesteine unmöglich, die Spuren der tektonischen Störungen zu erkennen, z. B. trifft das bei den Korallenriffbildungen zu. In den Molukken findet man (51) die quaternären Korallenriffkalke in einer Höhe von 500 m über dem Meere. Wenn diese Riffe so tief gesunken wären, wie hoch sie gehoben wurden und erst in 500 m Tiefe die Möglichkeit gegeben wäre, daß sich eine Ablagerung darauf hätte bilden können, dann würde auf dem seichten neritischen Riffkalk eine Bildung aus dem tieferen Teile der bathyalen Region folgen. Wegen der ursprünglichen Unebenheiten der Oberfläche und der ungeschichteten, regellosen Struktur der Riffbildung wäre es keineswegs zu bestimmen, daß sie eine beträchtliche Niveauänderung erlitten hat, wenn auch die Geschwindigkeit der Senkung tektonische Störungen verursacht hätte. Man kann sich aber sehr leicht solche Fälle vorstellen, in denen der Gebrauch des Gesetzes von der Korrelation der Fazies irreführend ist. Bei K. ANDRÉE (30) liest

man, daß im Meere mindestens bis 900 m Tiefe hinab solche Verhältnisse gegeben sein können, daß entweder nur eine Sedimentation verhindert oder auch die schon abgelagerten Sedimente wieder fortgeschafft werden können. Zu welchen Ergebnissen führt nun die Korrelation der Fazies in den folgenden Fällen :

1. Auf die durch die unterseeische Denudation gestörte Oberfläche einer bathyalen Ablagerung folgt ein in derselben Tiefe gebildetes bathyales Sediment ;

2. Aus großen Tiefen wird der Meeresboden bis in die seichtere neritische Zone gehoben : während der Hebung findet keine Sedimentation statt und die neritischen Bildungen liegen konkordant auf denen der großen Meerestiefen ;

3. [Dies kann der häufigste und täuschendste Fall sein], sinkt oder wird der Meeresboden in einer in geologischem Sinne kurzen Zeit, jedoch nicht katastrophal gehoben, so sind die Sedimente, die sich im Laufe der Niveauänderung bildeten, so gering, daß ihre Wichtigkeit in Bezug auf die Faziesverhältnisse keineswegs erkannt wird, hauptsächlich, weil sie wahrscheinlich keine Fossilien enthalten werden, da im Laufe der Niveauänderung keine bedeutendere Fauna oder Flora sich den dortigen Verhältnissen anpassen und sich ansiedeln kann.

Die Schwierigkeiten werden dadurch gar nicht vermieden, daß man auch die Denudation sozusagen als ein Schichtenglied oder eine Fazies betrachtet.

Man darf nicht vergessen, daß es sich hier bloß um kleine Tiefenunterschiede handelt, denn die «grundverschiedenen Fazies» entsprechen im allgemeinen nur 100—200 m Unterschieden. Andererseits ist es wohl bekannt, daß große Senkungen des Meeresbodens während der Ablagerung einer mächtigen Flachseesedimentgruppe stattfinden mußten ; auf diese Senkungen aber weisen keinerlei Störungen, keine tektonischen Merkmale hin.

Die Korrelation der Fazies kann ebensowenig in Bezug auf die nebeneinander liegenden Bildungen gebraucht werden, wie auf die aufeinander folgenden Schichten. Innerhalb solcher Entfernungen, die in der Geologie «nahe» genannt werden, können jene kleine Tiefenunterschiede, die die großen Abweichungen der Fazies zur Folge haben, bei den normalen Abhängen des Meeresbodens entstehen. Auch W. Deecke, der sich sehr oft der Korrelation der Fazies als Methode der Tiefenbestimmung bedient, bemerkt (**43**$_{46}$), daß dicht nebeneinander ganz heterogene Fazies erscheinen können.

Nur in solchen Fällen kann man von der Korrelation der Fazies sprechen, wenn zwischen den übereinander oder nebeneinander liegenden Schichten ein ununterbrochener petrographischer oder paläontologischer Über-

gang zu beobachten ist, wenn also die betreffenden eigentlich nicht selbständig getrennte Bildungen sind. Solche Übergänge befinden sich z. B. im Miozän des nördlichen Teils des Mecsek-Gebirges in Südungarn (44). In diesen Fällen aber ist die Korrelation einfach nichtssagend, da man erst nach der Bestimmung der beiden oder mehrerer Fazies entscheiden kann, daß hier dieses Gesetz gültig ist.

Durch geologische Beispiele kann das Gesetz der Korrelation weder bestätigt, noch widerlegt werden. Eben die Korrelation sollte nämlich jene Beispiele widerlegen, die gegen sie angeführt werden könnten. Es gibt aber viele Beweise, die einen jeden überzeugen können, der nicht zugunsten der Korrelation befangen ist. Auf dem miozänen Schlier, dessen bathyale Fazies nicht bestritten werden kann, lagern an einigen Orten unmittelbar die kalkigen und sandigen Bildungen der seichteren Zone der neritischen Region, an anderen sind aber noch zwei oder drei Schichten aus mittleren Meerestiefen zwischen den beiden genannten Gesteinen zu finden.

So bin ich überzeugt, daß die R i c h t i g k e i t der Korrelation der Fazies zu bezweifeln ist. Das ist aber ganz klar, daß dieses Gesetz zu Folgerungen in der Fazieskunde völlig u n b r a u c h b a r ist. Es kann nämlich nicht als direkter Faziesbeweis dienen, sondern nur als Kontrolle gegen die Fehler in den Faziesbestimmungen. Da es aber selbst eine bedrohliche Fehlerquelle ist, ist auch dieser Gebrauch unberechtigt. Zwei gelungene Faziesbestimmungen können sehr leicht durch die verfehlte Anwendung der Korrelation verdorben werden und, wenn das Gesetz der Korrelation auch richtig wäre, würde die Bedrohung immer vorhanden sein, daß die Fälle sich nicht erkennen lassen, wo es angewandt werden darf und wo nicht. Wenn man aber die Fazies einer Schicht fehlerhaft bestimmte, dann würde die richtige Bestimmung der benachbarten Schichten nur ohne das Korrelationsprinzip gelingen; bei dem bisherigen Stande der Fazieskunde ist aber dieser Fall einer fehlerhaften Bestimmung einer Schicht gar nicht ausgeschlossen.

Werfen wir jetzt einen Blick darauf, wie das Korrelationsprinzip in den Faziesbestimmungen gebraucht wurde. G. Gurich schreibt von einem devonischen Dolomit aus Polen (14₁₅₀): «Jedenfalls muß man daraus, daß dieser Dolomit unmittelbar auf Strandbildungen folgt und küstenfernen Bildungen vorausgeht, schließen, daß er aus Ablagerungen einer küstennahen Flachsee entstanden ist.» Er gebraucht also die Korrelation der Fazies nicht nur als Kontrolle, sondern als direkten Beweis; dies würde aber auch dann

nicht zugegeben, wenn man das Korrelationsprinzip anerkennte. C. Diener (15) bestimmt die Faziesverhältnisse der Schreibkreide mit Hilfe paläontologischer Gründe und bemerkt danach, daß seine Ergebnisse in Bezug auf die Korrelation der Fazies in Einklang damit stehen, daß jene Bildungen in Nordamerika, die mit der Schreibkreide ganz analog sind, sich mit grobsandigen Schiefern und Sandsteinen, d. h. mit Flachseebildungen verzahnen. Wenn man die Korrelation der Fazies annehmen würde, dürfte man sie höchstens in dieser Weise gebrauchen. Doch auch C. Diener geht in anderen Fällen weiter, indem er schreibt, daß die Scaglia keine Tiefseebildung sein kann, weil sie in Zusammenhang mit Hippuritenkalken steht. [Auch hier führt er gegen die Tiefseenatur der Scaglia an, daß sie eine zu große Mächtigkeit erreicht]. Man findet in der geologischen Literatur ganz übertriebene Anwendungen des Korrelationsprinzips. Es wird z. B. als Argument gegen die Tiefseenatur einer Ablagerung vorgebracht, daß auf ihr, wenn auch diskordant, eine konglomeratige Bildung lagert.

In einem gewissen Zusammenhang mit der Korrelation der Fazies steht die sog. «Sukzession» der Pflanzenassoziation. Das liegt daran, daß die einzelnen Assoziationen solche Änderungen des Bodens verursachen, daß er ihren Lebensbedingungen nach einer Zeit nicht mehr entspricht. Er wird aber zugleich günstig für eine bestimmte andere Assoziation, die diesen Platz gleich besetzt. Die Anordnung der nacheinander kommenden Assoziationen ist streng bestimmt. Weniger regelmäßig ist die Sukzession, wenn sie durch die Klimaänderungen verursacht wird.

Ausnahmsweise findet man ähnliche Erscheinungen im Laufe der Sedimentbildung. E. Forbes (11:324) hat beschrieben, daß die Schalen der abgestorbenen *Pecten opercularis* sich am Meeresboden so sehr anhäufen können, daß sie die Eigenschaften des Bodens vollkommen verändern; infolgedessen wird der Boden für die genannte *Pecten*-Art kein geeigneter Wohnsitz und sie muß ihren Platz anderen Lebewesen übergeben. Ähnliche Fälle sind aber sehr selten, da für die Pflanzen- und Tierassoziationen der heutigen Meere, die organogene Schichten bilden, jene Bodenarten am häufigsten ganz geeignet sind, die von ihnen selbst gebildet wurden; in anderen Sedimenten aber wird der Bodencharakter kaum durch die Flora und Fauna, sondern nur durch die Ablagerung des klastischen Materials beeinflußt. Bei Korallenriffen kann es noch vorkommen, daß sie bis über den Meeresspiegel wachsen und dadurch ihre Lebensmöglichkeiten aufhören. Wenn aber danach keine tektonischen Niveauänderungen stattfinden, dann wird

darüber kaum eine marine Bildung folgen. C. Wiman ($\mathbf{52}_{322}$) wirft die Frage auf, ob bestimmte Sukzessionen in älteren geologischen Formationen nachzuweisen wären; er kommt aber zu keinem nennenswerten Ergebnis.

9. Die Permanenz der Ozeane und Kontinente.

Oft führt die Hypothese von der Permanenz der Ozeane zu falschen Beweisführungen in der Fazieskunde. So verneint W. Deecke (**43**), daß die Pteropodenmergel Tiefseebildungen wären, denn «in Europa haben wir im Tertiär überhaupt keine Tiefsee und nur aus diesen Schichten kennen wir Pteropodenmergel.» K. Walther bringt gegen die Tiefseenatur der Knollenkalke vor ($\mathbf{53}_{249}$): «Von eigentlichen Tiefseebildungen sind bislang fossil nur ganz vereinzelnte Vertreter bekannt.» Der circulus vitiosus läßt sich hier leicht erkennen, da man eben auf Ergebnisse der einzelnen Faziesbestimmungen hin folgern könnte, daß keine Tiefseeablagerungen über dem Meeresspiegel zu finden und die Ozeane permanent seien ($\mathbf{54}_{368-369}$); das ist aber keineswegs bewiesen worden. Noch schwieriger steht es mit der Permanenz der Kontinente, denn es ist kaum zu bezweifeln, daß große Kontinentteile in früheren geologischen Zeitaltern versanken. Es ist nicht meine Aufgabe diese Hypothese hier eingehender zu behandeln, es ist aber offenbar, daß die Permanenz der Ozeane nicht gegen die Tiefseenatur gewisser Sedimente angeführt werden darf.

J. Walther (**55** u. **56**) schloß aus dem Fehlen der paläozoischen Elemente in den heutigen Faunen der Tiefsee, daß sich keine Tiefsee im Paläozoikum befand, sondern erst im Mesozoikum entstanden ist und besiedelt wurde. Diese Folgerung kann leicht bestritten werden (s. **30**) und darf nur als eine geistreiche Hypothese betrachtet werden, ist aber nicht die einzige mögliche Erklärung. Darum kann auch sie kein Gegenbeweis der Angehörigkeit paläozoischer Schichten zu den Tiefseebildungen sein.

10. Verallgemeinerungen, übertriebene Genauigkeit, falsche Angaben.

Die bisher vorgeführten waren Methoden, die ich bei den Faziesbestimmungen für unbrauchbar halte. Es kommt aber sehr oft vor, daß der Fehler nicht in den Prinzipien liegt, sondern in der Ausführung der Folgerungen; hierher gehören die unbegründeten Verallgemeinerungen, die übertriebene Genauigkeit und die Anwendung falscher Angaben zu den Folgerungen.

a) Auf unrichtige Ergebnisse kann es führen, wenn die für eine Lokalität oder für einen Horizont gültigen Faziesbestimmungen auf größere Gebiete oder auf eine ganze Schichtengruppe verallgemeinert werden. Diesen Fehler begehen meist diejenigen, die in den Faziesstudien immer sehr große Einheiten behandeln. Den geistreichen Auslegungen von C. de Stefani schadet sehr viel, daß seine Faziesbestimmungen sich meist auf ganze Sedimenttypen, nicht nur auf getrennte Vorkommnisse beziehen (57). Es ist gleichfalls verfehlt, wenn man die Fazies der ganzen Schreibkreide oder des Flysch aus den Verhältnissen einer Lokalität entscheiden will.

Die andere Möglichkeit einer Verallgemeinerung besteht darin, daß man zu der Bestimmung einer Fazies nicht die Fossilien eines Vorkommnisses, sondern die Faunen mehrerer Lokalitäten vereinigt gebraucht, ehe man wüßte, ob die verschiedenen Teile jener Bildung von gleicher Fazies wären; dieses kann aber erst dann entschieden werden, wenn die Fazies der einzelnen Faunen schon bekannt ist. Diese Art der Verallgemeinerungen ist also ebenso unrichtig wie die vorher erwähnte.

b) Bei der Bestimmung der bathymetrischen Verhältnisse kann man eine gewisse Genauigkeit nicht überschreiten; so wird wahrscheinlich eine Tiefenbestimmung auf Meter nicht gelingen, hauptsächlich bei dem bisherigen Stand der Fazieskunde. So muß es als eine Übertreibung betrachtet werden, wenn C. Diener (15) sich nicht damit begnügt, den Dachstein- und Wettersteinkalk zu den Ablagerungen der seichteren Teile des Neritikums einzuteilen, sondern den Ablagerungsraum dieser Bildungen zwischen 10 und 15 m Tiefe präzisieren will. «Die Bänke des Dachsteinkalkes» — schreibt er — «sind nur selten ursprünglich gewachsene Kalkalgenbänke, in der Regel viel mehr aus Kalkalgendetritus zusammengesetzt. Die dickschaligen Megalodonten, die in ihnen oft massenhaft vorkommen, weisen auf sehr geringe Tiefen und den Einfluß der Brandung an der Gezeitengrenze hin.» Meiner Meinung nach sind diese Merkmale dafür nicht genügend, daß eine kleinere Tiefe angenommen werde, als die der normalen Kalkalgensedimente und es ist mir nicht klar, warum diese Tiefe eben bis zu 15 m reichen soll. Die Kalkalgen gedeihen heute in der ganzen äußeren Zone der neritischen Region und können auch in den untersten Teilen dieser Zone nicht in der ursprünglichen Lage, sondern auch angehäuft vorkommen. Übrigens bezweifle ich, daß bei dem Erhaltungszustand dieser triadischen Sedimente so sicher zu entscheiden wäre, ob sich ein Teil der Kalkalgenknollen nicht doch in seiner ursprünglichen Lage befindet. Die charakteristischen dick-

schaligen Muscheln der Kalkalgensedimente leben sowohl in einer Tiefe von 15 wie 50 m; *Megalodus* soll keine Ausnahme bilden und hauptsächlich weist er keineswegs auf den Einfluß der Brandung hin. Auch die englischen Geologen geben die Tiefen, in denen sich die Ablagerungen bilden sollten, oft in Zahlen in Bezug auf einzelne Fälle an; so auch E. Fischer in seiner Faziesstudie über die Juraschichten Schwabens (**58**). Ich gebe vor dieser Methode der Zonengliederung den Vorzug, wie ich schon dargelegt habe.

c) Man muß sich sehr hüten, in seinen Beweisführungen nicht von falschen Angaben auszugehen. Das kommt aber oft in den Faziesstudien vor, da die verschiedenen Angaben nicht kritisch durchgearbeitet sind. Z.B. behauptete Th. Fuchs (3$_{495}$), daß die Bryozoenkalke und Nulliporenkalke sich auch in der Tiefsee bilden könnten und er beweist dies damit, daß die kalkigen Sedimente des berühmten Pourtalès-Plateaus an den Küsten von Florida aus den durch Nulliporen verkitteten Resten von Tiefseetieren beständen. Diese Angabe ist nicht richtig: in den Tiefseesedimenten des Pourtalès-Plateaus sind Pflanzenreste kaum zu finden und die Nulliporen spielen nicht die Rolle darin, die Th. Fuchs ihnen zuschrieb (**54**$_{659}$).

Oft gehen die Autoren nicht von offenbar falschen, sondern unbewiesenen Angaben aus, die selbst noch kritisch durchleuchtet werden sollten, ehe sie als Gründe anderer Folgerungen dienen dürften. Auch das kann die Ergebnisse bestreitbar machen. Th. Fuchs (3$_{510}$) schrieb folgendes, indem er die Tiefseecharaktere der mesozoischen Ammonitentone beweisen wollte: «Daß in diesen Schichten sehr häufig Landorganismen wie z. B. namentlich Landpflanzen und Insekten gefunden werden, kann allen diesen Tatsachen gegenüber unmöglich als Gegenbeweis angeführt werden, da ja dieselbe Erscheinung sich auch in den tertiären Radiolarienschiefern wiederholt». Keineswegs ist aber bewiesen, daß die genannten Radiolariensedimente wirklich Tiefseeablagerungen wären [s. z. B. (**60**)].

* * *

LITERATUR.

1. Th. Fuchs: Über die bathymetrischen Verhältnisse der sogenannten Eggenburger und Gauderndorfer Schichten des Wiener Tertiärbeckens. Sitzungsber. d. k. Akademie d. Wissensch. Wien, Math. Naturwiss. Cl., Bd. 109., 1900.

2. W. F. Hume: The Genesis of the Chalk. Proceedings of the Geologists Association, vol. 13., 1894.

3. Th. Fuchs: Welche Ablagerungen haben wir als Tiefseebildungen zu betrachten? Neues Jahrbuch f. Mineral. etc., Beilage Bd. 2., 1883.

4. A. Grossouvre: Sur les conditions des dépôts de la craie blanche. Annales Soc. Géolog. du Nord, 1892.

5. L. Cayeux: Contribution à l'étude micrographique des terrains sedimentaires. Mémoir. Soc. Géolog. du Nord, vol. 4., pt. 2., 1897.

6. J. G. Jeffreys: Report of the British Assoc. Adv. Sci. 1877, Transactions of the Section of Biology, Adress by J. G. Jeffreys.

7. K. Peters: Die Miocän-Localität Hidas bei Fünfkirchen in Ungarn. Sitzungsberichte d. k. Akademie d. Wissensch. Wien, Math. Naturw. Cl., Bd. 44., 1861.

8. Ph. Lake: Neozoic Geology in Europe. Science Progress, vol. 2., 1895.

9. J. Böhm: Über *Limulus Decheni* Zincken. Jahrbuch der Preussischen Geologischen Landesanstalt, 1905.

10. J. Seguenza: La formation zancléenne, ou recherches sur une nouvelle formation tertiaire. Bulletin de la Société Géologique de France, 1867-68,

11. E. Forbes: On the Light thrown on Geology by Submarine Researches. The Edinburgh New Philosophical Journal, vol. 36., 1844.

12. E. M. Kindle: Bottom Control of Marine Faunas as Illustrated by Dredging in the Bay of Fundy. American Journal of Science, 1916.

13. E. Nowack: Beiträge zur Geologie von Albanien. Neues Jahrbuch f. Mineral. etc. Sonderband 1., 1923.

14. G. Gürich: Das Paläozoicum im Polnischen Mittelgebirge. Verhandl. d. Russisch. Mineral. Gesellsch. zu St. Petersburg, ser. 2., Bd. 32., 1896.

15. C. Diener: Grundzüge der Biostratigraphie. Leipzig und Wien, 1925.

16. Th. Fuchs: Studien über Fucoiden und Hieroglyphen. Denkschriften d. k. Akademie d. Wissensch. Wien, Math. Naturw. Cl., Bd. 62., 1895.

17. R. Beck: Über Litoralbildungen in der sächsischen Kreideformation. Sitzungsberichte der Naturforsch. Gesellsch. zu Leipzig, Jg. 1895-96.

18. A. J. Jukes-Browne: The Building of the British Isles. London, 1911, 3. edition.

19. A. G. Högbom: Zur Deutung der *Scolitus*-Sandsteine und Pipe-Rocks. Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala, vol. 13., 1915.

20. W. Deecke: Einige Beobachtungen am Sandstrande. Centralblatt f. Mineral. etc., 1906.

21. K. Andrée: Über Sand- und Sandsteinkegel und ihre Bedeutung als Litoralgebilde. Geologische Rundschau, 1912.

22. K. Andrée: Über Kegeltextur in Sanden und Sandsteinen mit besonderer Berücksichtigung der Sandsteinkegel des oberen Unterdevon der Umgegend von Marburg. Sitzungsber. d. Gesellsch. Z. Förd. d. Naturwissensch. zu Marburg., 1912.

23. K. Andrée: Geologie des Meeresbodens. Bd. 2., 1919.

24. R. Richter: Ein devonischer Pfeifenquarzit. Senckenbergiana, Bd. 2., 1919.

25. Ch. Lyell: Notes on some Recent Foot-prints on Red Mud in Nova Scotia, collected by W. B. Webster of Kentville. Quarterly Journal of the Geological Society, vol. 5., 1849.

26. K. Andrée: Das Meer und seine geologische Tätigkeit,—in: W. Salomon: Grundzüge der Geologie, Stuttgart, 1925.

27. I. J. Goodchild: Notes on Carboniferous Lamellibranchs, pt. 3. Proceedings of the Royal Physical Society of Edinburgh, vol. 12., 1894.

28. A. Mestwerdt: Über Faziesverhältnisse im Rhät und untersten Lias in Nordwestdeutschland. Jahrbuch d. Preuss. Geol. Landesanstalt. 1910.

29. J. Elbert: Das untere Angoumien in den Osnigbergketten des Teutoburger Waldes. Verhandlungen des Naturhist. Vereins der Preuss. Rheinlande, Westfalens und des Reg. Bez. Osnabrück. Jg. 58., 1901.

30. K. Andrée: Über stetige und unterbrochene Meeressedimentation, ihre Ursachen, sowie über deren Bedeutung für die Stratigraphie. Neues Jahrbuch f. Mineral. etc. Beilage Bd. 25., 1908.

31. F. Wähner: Zur heteropischen Differenzierung des alpinen Lias. Verhandl. d. k. u. k. Geol. Reichsanstalt, Wien, 1886.

32. F. Wähner: Aus der Urzeit unserer Kalkalpen. Zeitschrift d. Deutschen und Österreichischen Alpenvereins, Bd. 22. 1891.

33. E. Weffer: Über die Entstehung von Schichtung. Zeitschrift der Deutschen Geol. Gesellsch., Monatsbchte. 1926.

34. A. E. Verrill: Notice of the Remarkable Marine Fauna occupying the Outer Banks of the Southern Coasts of New England. American Journal of Science, No. 10., 1884.

35. F. Frech: Lethaa Palaeozoica. II.

36. F. Frech: Neue Cephalopoden aus den Buchensteiner-, Wengener- und Raibler-Schichten des südlichen Bakony mit Studien über die Wohnkammerlänge der Ammoneen und über die Lebensweise der Nautileen. Beiträge zur Wissensch. Erforschung des Balatonsees, Paläont III., Wien. 1911.

37. E. Fraas: Scenerie der Alpen. Leipzig, 1892.

38. G. Steinmann: Geologische Beobachtungen in den Alpen II. Die Schardt'sche Überfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabsätze und der ophiolitischen Massengesteine. Berichte der Naturforsch. Gesellsch. Freiburg i. Br., Bd. 16., 1906.

39. K. Andrée: Das Meer und seine geologische Tätigkeit, — in W. Salomon: Grundzüge der Geologie I. 2., Stuttgart, 1925.

40. P. F. Kendall: On the Conditions under which the Upper Chalk was deposited. Rep. British Assoc. Advancement of Science, 1896.

41. Hébert: Tableau des fossiles de la craie de Meudon et description de quelques espèces nouvelles. Mém. Société Géologique, ser. 2. V.

42. Th. Fuchs: Über die Entstehung der Aptychenkalke. Sitzungsberichte der k. k. Akademie der Wissenschaften, Wien, 1877.

43. W. Deecke: Faciesstudien über europäische Sedimente. Berichte d. Naturforsch. Gesellsch. Freiburg i. Br., Bd. 20., 1913—14.

44. L. Strausz: Die Mediterranschichten des Mecsek-Gebirges. Geologische und Paläontologische Abhandlungen, 1927.

45. A. Heim: Gliederung und Facies der Berrias—Valangien Sedimente in den helvetischen Alpen. Vierteljahrschriften d. Naturforsch. Gesellsch. in Zürich, Jg. 52., 1907.

46. F. Löwl: Geologie. Wien und Leipzig, 1906.

47. J. Windt—F. Berwert: Untersuchungen von Grundproben des östlichen Mittelmeeres. Denkschriften d. k. k. Akademie der Wissenschaften, Wien, Mathemat. Naturwiss. Cl., Bd. 74., 1904.

48. A. Supan: Grundzüge der physischen Erdkunde. Leipzig, 1896.

49. J. Walther: Allgemeine Paläontologie. Berlin, 1919.

50. J. Walther: Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. Jena, 1893—94.

51. K. Martin: Reisen in den Molukken, in Ambon, den Uliassern Seran (Ceram) und Buru. Geologischer Teil. Leiden, 1903.

52. C. Wiman: Über silurische Korallenriffe in Gotland. Bulletin of the Geolog. Instit. Upsala., vol. 3., part 2., No. 6.

53. K. Walther: Beiträge zur Geologie des älteren Paläozoicums in Ostthüringen. Neues Jahrbuch für Mineral. etc., Beilage Bd. 24., 1907.

54. L. Agassiz: Report upon Deep-Sea Dredgings in the Gulf Stream during the Third Cruise of the U. S. Steamer Bibb. Bulletin Mus. Comparat. Zoology, Cambridge I., 1863—69.

55. J. Walther: Über Entstehung und Besiedelung der Tiefseebecken. Naturwissensch. Wochenschrift, 1904.

56. J. Walther: Geschichte der Erde und des Lebens. Leipzig, 1908.

57. Ch. de Stefani: Les terrains tertiaires supérieurs du bassin de la Méditerranée. Annales de la Société Géologique de Belgique, tome 18., 1890—91.

58. E. Fischer: In welchen Meerestiefen haben sich unsere Juraschichten gebildet? Jahreshefte d. Vereins für Vaterländische Naturkunde in Würtemberg, Bb. 68., 1912.

L. F. Pourtalès: Der Boden des Golfstromes und der Atlantischen Küste Nordamerikas. Petermann's Mitteilungen, 1870.

60. F. Ereier: Die Tripoli von Caltanisetta (Steinbruch Gessolungo) auf Sizilien. Jenaische Zeitschrift für Naturwissenschaft, Bd. 24., 1890.

B. BRAUCHBARE FOLGERUNGEN.

In dem Folgenden möchte ich jene Folgerungsmethoden behandeln, die nach meiner Ansicht in der Fazieskunde gebraucht werden sollen. Erstens betrachten wir diejenigen, die die zweckmäßigsten zu sein scheinen und zweitens die weniger zuverlässigen.

1. Numerische Verteilung der Arten in jüngeren Bildungen.

Wenn in einem jüngeren Sedimente viele solche Arten zu finden sind, die auch noch heute leben, dann kann man die Fazies dieses Sediments sehr einfach bestimmen. Man stellt die heutige bathymetrische Verteilung der Dauerfossilien zusammen und die sich daraus ergebende mittlere Tiefe

soll die des betreffenden Sedimentes sein. Ebenfalls kann die Übereinstimmung der Arten einer geologischen Bildung mit denen einer anderen von bekannter Fazies nur in jenem Fall als Beweis der Faziesübereinstimmung betrachtet werden, wenn die zwei Bildungen viele gemeinsame Arten enthalten.

Bei den Gattungen dürfen wir sehr große Schwankungen in der bathymetrischen Verteilung in verschiedenen geologischen Perioden als möglich annehmen, bei den Arten aber nicht und hauptsächlich ist kaum die Möglichkeit eines Irrtums zu befürchten, wenn man die Folgerung mit der Berücksichtigung vieler Arten durchführen kann, denn es ist ganz unwahrscheinlich, daß bei allen diesen eine Änderung der Lebensverhältnisse auf einmal eintritt, ohne Veränderung der Artencharaktere.

Diese Folgerungsmethode läßt sich z.B. bei den jüngeren [pleistozänen und pliozänen] Bildungen NW-Europas anwenden, denn es findet sich hier eine sehr große Anzahl solcher Fossilienarten, die auch heute noch in den Meeresfaunen dieser Gegenden vertreten sind; oft ist kaum der Unterschied zwischen den fossilen und rezenten Faunen zu erkennen.

C. de Stefani bedient sich dieser Methode in seinen Faziesstudien über die Pliozänschichten von Siena(1). Er vergleicht die Molluskenfaunen dieser Schichten mit den rezenten Faunen des Mittelländischen Meeres; die beiden enthalten sehr viele gemeinsame Arten; so sind auch Stefani's Ergebnisse im allgemeinen richtig. H.Stuchlik aber wendet diese Folgerungsmethode ganz verfehlt an (2), indem er die Faziesverhältnisse der südbayrischen Oligozänmolasse aus der Tiefenverteilung der darin vorkommenden, auch jetzt noch lebenden Dauerfossilien bestimmen will, die einen kleinen und nicht charakteristischen Teil der Faunen bilden. Es ist auch nicht zu verwundern, daß er zu keinen ernsthaften Resultaten kommt.

2. Lebensweise der Fossilien.

Eine andere gute Folgerungsmethode läßt sich in jenen Fällen gebrauchen, wenn in der fossilen Fauna keine oder wenige solche Arten vorkommen, die auch in den Bildungen bekannter Fazies oder rezent zu finden sind. In diesen Fällen strebt man danach, die wahrscheinliche Lebensweise der fossilen Arten bestimmen zu können. Die Faziesverhältnisse der betreffenden Bildung sollen dieselben sein, unter denen heute die Organismen mit derselben Lebensweise leben oder in denen jene physika-

lischen Umstände zu finden sind, die der Lebensweise der Fossilien entsprechen. Diese Folgerungen sind am besten bei strandnahen Sedimenten verwendbar, denn hier verraten viele morphologische Eigenschaften der Tiere die Anpassung an die starke Bewegung des Wassers. Kleinere Tiefenunterschiede bei den küstenferneren Ablagerungen lassen sich aber mit dieser Methode nicht nachweisen. Man muß immer sehr darauf achten, sich nicht unbegründeter paläobiologischer Hypothesen zu bedienen, denn dadurch wird die Möglichkeit zuverlässiger Faziesbestimmungen ausgeschlossen; man darf also nicht behaupten, *Ananchytes* sei ein Tiefseestachelhäuter.

Sehr lehrreich sind die Untersuchungen dieser Art von B. v. FREYBERG (3) über die germanische Trias und die von W. PETRASCHECK (4) über die sächsische Kreide. [S. auch die paläobiologischen Untersuchungen von W. DEECKE, im Centralblatt und in Neues Jahrb. f. Mineral. etc.]

3. Tiefenverteilung der Lebensgemeinschaften.

Die in den meisten Fällen anwendbare Folgerungsmethode ist diejenige, die die Fazies aus dem Vergleich der Lebensgemeinschaften bestimmt; wie ich im Kapitel über das Aktualitätsprinzip dargelegt habe, ist die größte Beständigkeit den Lebensgemeinschaften zuzuschreiben. Darum ist, wenn ähnliche Lebensgemeinschaften in einem rezenten und in einem fossilen Sediment zu finden sind, anzunehmen, daß die beiden in gleicher Meerestiefe entstanden sind und ihre physikalischen Umstände im allgemeinen ähnlich gewesen sind. Eine mehr oder minder ähnliche Folgerungsmethode wurde von den meisten Faziesforschern gebraucht. Ich gründete meine sämtlichen Faziesstudien auf solche Folgerungen.

Wie bei allen möglichen Methoden, so sind auch bei dieser verschiedene Fehlerquellen vorhanden, die nicht zu vermeiden sind. Der größte Mangel dieser Methode ist, daß die Determination der einzelnen Lebensgemeinschaften nicht so präzise durchzuführen ist, daß Mißverständnisse ausgeschlossen wären.

Die drei bisher behandelten Folgerungsmethoden halte ich für die zweckmäßigsten, daraus ergibt sich auch gleich, daß ich die richtigen Wege der Fazieskunde in den paläontologischen (paläobiologischen) Forschungen suche und alle anderen als minderwertig, weniger zuverlässig betrachte. In dem Folgenden führe ich die letzteren Methoden vor.

4. Sedimenttypen.

Wenn die Fauna einer geologischen Bildung nicht reich oder charakteristisch genug ist und die Bestimmung der Fazies nicht ermöglicht, so dürfen wir in einigen Fällen aus dem Sedimenttyp auf die Fazies schließen. Es ist aber eine Schwierigkeit bei diesen Folgerungen, daß es nur wenig solche Sedimente gibt, die jetzt oder einst nur innerhalb beschränkter Grenzen vorkommen; meistens sind sie zu verbreitet [s. Kap. V., A., 5.]. Die oolithischen Bildungen werden aber heute nur am Strand oder in der Nähe des Strandes gefunden und es wird angenommen, daß sie immer nur hier gebildet wurden. Darum darf man, wenn auch keine Fauna in einem Oolith vorkommt, ihn zu dem Sedimente der kleinsten Tiefen rechnen. Dies gilt auch von den Riffbildungen, die wenn sie auch fossilleer sind, nach den aus der Gesteinsart bestimmbaren Riffcharakteren in die seichtere Zone der neritischen Region eingeteilt werden dürfen. Diese Faziesbestimmungen sind natürlich viel weniger zuverlässig, als die nach der Fauna. Man darf aber nie aus dem Glaukonitinhalt eines Gesteins auf seine Fazies schließen, denn wie schon erwähnt, kommt der Glaukonit in den heutigen Meeressedimenten in sehr verschiedenen Tiefen vor und kann in dem Gestein auch nachträglich gebildet werden.

5. Petrographische Beweise.

Die Richtigkeit der petrographischen Faziesstudien nehme ich an, in der geologischen Fazieskunde halte ich aber die petrographischen Folgerungen für weniger wünschenswert. Häufig werden sie bei der Bestimmung der Fazies der Uferbildungen gebraucht, wozu man alle gröberen klastischen Sedimente (Konglomerate, Breccien) zu rechnen pflegt. Da diese groben Sedimente in größeren Tiefen nur ausnahmsweise vorkommen, ist die Wahrscheinlichkeit eines Fehlers so klein, daß er vernachlässigt werden kann. Zum größten Teile durch petrographische Untersuchungen hat J. Cayeux seine vorzüglichen Ergebnisse in Bezug auf die Kreidebildungen erreicht (**5** u. **6**).

6. Lagerungsverhältnisse.

Ausnahmsweise können die Lagerungsverhältnisse der Schichten einige Anleitungen für die Faziesbestimmungen geben. Diese sollen aber vielmehr nur als Unterstützungen der aus der Fauna gewonnenen Schlüsse dienen. W. Petrascheck (4) zieht bei der Bestimmung der Flach-

wasser-, bzw. Litoralnatur der Klippenfazies der sächsischen Kreide auch ihre Lagerung in Betracht. Auch bei den Riffbildungen können die Lagerungsverhältnisse in Betracht kommen (7), wie schon erwähnt wurde. Wenn sie aber nicht auch durch andere Gründe, hauptsächlich durch die Fauna bestätigt werden, dann können sie leicht angegriffen werden (8 u. 9). In Hinsicht auf die Ablagerungen größerer Tiefen sind die Lagerungsverhältnisse kaum als Faziesbeweise zu gebrauchen. Es wurde dies jedoch z.B. von C. Diener (107) versucht, der auf die Tiefenverhältnisse des Badener Tegels aus dessen Lagerung im Vergleich zu den Leithakalken folgerte [s. bei dem Miozän].

* * *

LITERATUR.

1. C. de Stefani: Descrizione degli strati pliocenici dei dintorni di Siena. Bolletino R. Comit. Geolog. d'Italia, 1877.
2. H. Stuchlik: Die Faciesentwicklung der südbayrischen Oligocänmolasse. Jahrbuch d. k. k. Geolog. Reichsanstalt, Wien, 1906.
3. B. Freyberg: Der Aufbau des unteren Wellenkalks im Thüringer Becken. Neues Jahrbuch für Mineral. etc., Beilage Bd. 45., 1922.
4. W. Petrascheck: Studien über Faciesbildungen im Gebiete der sächsischen Kreideformation. Inaugural-Dissert. Leipzig. Dresden, 1899.
5. L. Cayeux: La craie du Nord de la France et la boue à Globigerines. Annales Soc. Géolog. du Nord, 1897.
6. L. Cayeux: Contribution à l'étude micrographique des terrains sédimentaires. Mém. Soc. Géolog. du Nord. IV. 2., 1897.
7. A. W. Grabau: Principles of Stratigraphy. New York, 1819.
8. R. H. Tideman: Roches carbonifères du sud des failles. In: J. E. Marr et R. H. Tideman: La géologie de l'ouest du Yorkshire. Congrès Géologique international, Compte Rendu de la 4-me session, London, 1888, Rep. British Assoc. Advancement of Science 1891.
9. J. E. Marr: On Limestone Knolls in the Craven District of Yorkshire and elsewhere. Quarterly Journal of the Geological Society, vol. 55., 1899.
10. C. Diener: Grundzüge der Biostratigraphie. Leipzig und Wien, 1925.

VI. Lebensgemeinschaften.

A. Gressly (1) und C. de Stefani (2) behaupteten, daß die Faunen der verschiedenen Fazies aus verschiedenen Arten zusammengesetzt sind und die Arten der einen Fazies [mindestens in gewissen Gegenden] in den anderen nicht vorkommen. Leider ist dies eine zu optimistische Ansicht. In der Tat gibt es viele Arten, die sehr verbreitet und in vielen verschiede-

nen Fazies zu finden sind, aber auch die besten Faziesfossilien sind am seltensten auf eine einzige Fazies beschränkt. Es ist schon eine gute Faziesfossilie, die ausser ihrem bevorzugten Lebensort nur in den benachbarten Fazies und auch dort in wesentlich geringerer Häufigkeit gedeiht. So müssen wir auf die einfache und bequeme Methode verzichten, daß wir die Fazies nach einigen charakteristischen Arten gleich erkennen könnten. Der Zusammenhang der verschiedenen Elemente der Fauna und Flora, die Lebensgemeinschaft charakterisiert nur die Fazies, denn sie ist, in ihrem Ganzen nur an eine bestimmte Gesamtheit der physikalischen Umstände angepaßt und gebunden. Einerseits erschwert dies die Faziesbestimmungen, denn die Bestimmung der Eigenschaften und der Kennzeichen einer Lebensgemeinschaft bedingt viele Untersuchungen und ermöglicht mehrfache Uneinstimmigkeit zwischen den Fachleuten, während die Folgerungen nach einer oder wenigen Fossilienarten sehr einfach wären. Andererseits ist aber ein großer Vorteil dieser Methode, daß sie von den Änderungen der Lebenswelt verschiedener Zeitalter am wenigsten berührt wird. Die einzelnen Arten haben eine beschränkte Lebensdauer und in den Faunen verschiedener geologischer Perioden sind nur wenige gemeinsam; die Lebensgemeinschaften aber bleiben in ihren Hauptcharakteren sehr beständig. So übernimmt nach einer Zeit die Rolle, die früher eine gewisse Art gespielt hat, eine andere, die ähnlichen Lebensverhältnissen angepaßt ist; sogar ganze Tiergruppen können in einer Lebensgemeinschaft von anderen Gruppen vertreten werden [z. B. die großen dickschaligen Brachiopoden der Korallenriffazies durch ebensolche Muscheln,] ohne damit eine wesentliche Änderung der Lebensgemeinschaft zu verursachen.

Viele paläontologische Untersuchungen sind noch dazu bedingt, daß die einzelnen Lebensgemeinschaften und ihre Veränderungen in den verschiedenen Perioden genau bekannt seien. Hauptsächlich sind unsere Kenntnisse über das Mesozoikum und Paläozoikum sehr mangelhaft; meine eigenen Untersuchungen sind noch im Fluß. Indem ich jetzt die wichtigeren und leichter erkennbaren Lebensgemeinschaften behandle, kann ich nur die Umrisse schildern und die Wege angeben, wie ich diese Untersuchungen zu fördern gedenke.

1. Aragonitschalige, grabende Muscheln.

Allgemeiner Charakterzug der litoralen Faunen ist, daß die Tiere sich gegen das Fortgeschwemmtwerden wehren. Dies wird entweder dadurch

erreicht, daß sie sich an den Boden oder an andere Lebewesen anheften, oder sich in den Boden eingraben. Das letztere kommt dann vor, wenn der Boden aus losem, feinem Sand besteht. Den wichtigsten Teil dieser Faunen bilden die aragonitschaligen Muscheln mittlerer oder großer Gestalt, aber sie sind hauptsächlich beinahe allein die, die fossilisiert werden können; eine Makroflora ist in diesen Bildungen selten. Die Muscheln graben sich bis zu verschiedenen Tiefen in den Boden und erreichen nur mit ihren langen Syphonen das Wasser. Vor dem Wellenschlag sind sie so vollkommen behütet. Rezente Faunen dieser Art sind sehr verbreitet, z. B. an den Ufern der Nordsee und Ostsee, wo der Salzgehalt nicht sehr unter normal ist. Die verbreitetsten Arten sind *Mya truncata, Mya arenaria, Solen, Mactra*. Bei Helgoland spielen die Tellinidae, Mactridae, Solenidae und Anatinidae die größte Rolle (3). Nach JEFFREYS setzt sich dieser Faunentypus in den britischen Meeren aus den folgenden Arten zusammen (4) [verbreitet von 0 bis 10 Faden Tiefe]:

Mya arenaria	*Tapes decussata*
Thracia papyracea	*Mactra solida*
Solen siliqua	*Lutraria elliptica*
Solen vagina	*Lutraria oblonga*
Ceratisolen legumen	*Donax vittatus*
Psammobia vespertina	*Fragilia fragilis*
Tellina baltica	*Cardium edule*
Tellina tellus	*Modiola discors*
Tapes pullastra	*Mytilus edulis*

Die zwei letztgenannten, sowie mehrere *Pholas*-Arten kommen auch auf festem, felsigem Boden häufig vor. — Ähnliche Faunen sind von den Küsten Norwegens ebenfalls bis zu einer Tiefe von 10 Faden bekannt. Im Ägäischen Meere fand E. FORBES (4 u. 5) in 0—2 Faden die folgenden:

Solen siliqua	*Tellina planata*
Venerupsis decussata	*Donax trunculus*
Mactra stultorum	*Venus decussata*
Kellia corbuloides	*Cardium edule*
Tellina fragilis	*Arca noae*

Diese Lebensgemeinschaft läßt sich in vielen tertiären Ablagerungen erkennen. Sie kommt im Pliozän von Italien vor (2), im Obermediterran von Ungarn [bei Bia (6)], hauptsächlich aber bei Gauderndorf im Untermediterran des Wiener Tertiärbeckens, wo sie von TH. FUCHS (4) einge-

hend studiert ist. Im Eozän von Südengland ist diese Fazies in einigen Schichten der *Chama*-Beds am Bartoncliff zu finden, mit den Gattungen *Tellina, Lucina, Axinus, Anomia, Cardium, Panopaea, Solen,* deren beide Schalenhälften oft zusammen vorkommen (7). Im Mesozoikum liefern hauptsächlich die Myiden die grabenden Muscheln [*Pholadomya, Goniomya, Pleuromya*] (8).

Am Ufer ist diese Lebensgemeinschaft am meisten verbreitetet und etwas seltener weiter unterwärts. Doch im seichteren Teile der neritischen Region sind alle Bedingungen vorhanden, die das Ansiedeln dieser Lebensgemeinschaft ermöglichen. Sie soll also als Beweis des Litorals und der seichteren neritischen Zone betrachtet werden.

2. Befestigte Tiere auf hartem Boden.

Die Tiere auf hartem, felsigem Boden des Litorals heften sich an den Boden oder bohren sich in das Gestein ein. Um sich anzuheften, dient ihnen Byssus [z. B. *Mytilus*] oder die Schale wächst selbst an den Boden [z. B. *Ostrea*]. Diese Muscheln besitzen gewöhnlich starke, dicke Schalen. Die Schalen der Bohrmuscheln sind dagegen meist dünn und zerbrechlich, doch in den Löchern sind sie vor allen Einwirkungen des bewegten Wassers geschützt [zu diesen gehören : *Lithodomus, Pholas, Gastrochaena, Aspergyllum* etc.] (8). In dieser Fazies kommen die Bohrmuscheln, z. B. im Leithakalke im Einschnitte des militärischen Weges an dem Tétényer Plateau [Ungarn] vor (9 u. 10), doch sind sie auch in Riffbildungen sehr häufig.

Ein schönes Beispiel dieser Fazies wurde von W. Petrascheck (11) aus der sächsischen Kreide beschrieben. Die Fauna dieser «Klippenfazies» lebte auf felsigem Boden ; ihre wichtigsten Elemente sind : Muscheln, die mit einer Klappe angewachsen sind [*Exogyra haliotoidea, Ostrea hippopodium, Spondylus*], dann die mit Byssusfaden angehefteten [*Mytilus, Modiola cottae, Pecten elongatus*] und die Bohrmuscheln [*Lithodomus, Pholas*], die übrigen Komponenten der Fauna sind dickschalige Schnecken und Stockkorallen.

Der reine Faunentypus der befestigten Mollusken ist sehr charakteristisch für litorale Bildungen. Viele befestigte Muscheln kommen auch in Riffbildungen vor, die aber leicht von den erstgenannten zu unterscheiden sind. Es sind aber solche Muscheln auch in der seichteren Zone der neritischen Region zu finden, wo sie sich der dort heimischen Flora und Fauna beimengten. Darum muß man darauf achten, ob sie den herrschen-

den Teil der Gesamtfauna bilden oder nur akzessorisch vorkommen, denn sie dürfen nur im ersten Fall als Beweis der litoralen Fazies gebraucht werden.

Dieser Lebensgemeinschaft stehen sehr nahe die der *Ostrea*- und *Perna*-Bänke (3 u. 13). Diese sind aber nicht nur im Litoral, sondern auch im seichteren Neritikum verbreitet und können nur dann als litoral aufgefaßt werden, wenn die anderen Fossilien dies beweisen (12). Im allgemeinen stehen die Austernbänke in engem Zusammenhang mit den normalen Ablagerungen der seichteren Zone der neritischen Region. So zeigt die Fauna der Austernbänke von Helgoland und von Schleswig (14) keine wesentlichen Abweichungen von jenen Faunen, die in denselben Tiefen außerhalb dieser Bänke leben. Den gleichen Fall finden wir bei jüngeren geologischen Bildungen, z. B. ist die Fauna der Bänke von *Ostrea borealis* auf der Insel Nantucket (15) die folgende:

Venus mercenaria	*Buccinum plicosum*
Mya arenaria	*Nassa obsoleta*
Arca transversa	„ *trivittata*
Solen	*Balanus rugosus*
Crepidula fornicata	*Serpula*

Diese Fauna zeigt gar keine Unterschiede von den gewöhnlichen Seichtwasserfaunen. Auch in den Austernbänken des ungarischen Obermediterrans findet man dieselben Faunen, die in den normalen Leithakalken und Lithothamnienkalken gedeihen.

3. Kalkalgensedimente.

Eine der verbreitetsten Lebensgemeinschaften in den meisten geologischen Perioden ist die der Kalkalgensedimente, die streng an die seichtere Zone der neritischen Region gebunden ist. Die reiche Nahrung, die gute Beschützung zwischen den Algenrasen usw. ermöglichte ein reiches Tierleben. Eine große Anzahl der Tiere nimmt auch an der Gesteinsbildung durch ihre Kalkschalen Teil; auch bildete sich diese Fazies hauptsächlich unter warmem Klima, wo die Kalkausscheidung größere Maße erreichen kann als im kalten Wasser.

Unter den Algen spielen heute die größte Rolle die Rotalgen und zwar die Lithothamnien, die auch im Tertiär überwogen. In den rezenten Kalkalgensedimenten der Tropen kommen die *Halimedea*-Arten seltener vor, aber im Pleistozän und Tertiär waren sie etwas verbreiteter; das findet man z. B. auf den Christmas-Inseln (16). Die Charaktere dieser Lebens-

gemeinschaft können außer den rezenten Vorkommnissen in den miozänen Lithothamnienkalken studiert werden. Die wichtigsten Tiere sind natürlich auch hier die Mollusken. Sie besitzen auffallend dicke, große Schalen, z. B. *Pecten latissimus, Ostrea crassissima, Avicula phalaenacea, Strombus coronatus*; sie gehören aber zu sehr verschiedenen Gattungen, deren andere Arten oft charakteristische Tiere bedeutend größerer Tiefen sind. Darum können die Mollusken dieser Fazies nicht im allgemeinen angegeben werden, sondern müssen für jedes Alter für sich bestimmt werden. Eine große Rolle spielen dann die dickschaligen, großen Echinoideen, z. B. *Echinolampas, Clypeaster, Scutella; Cidaris* und Spatangiden sind häufig, aber wegen ihrer großen Verbreitung in den verschiedenen Fazies gar nicht charakteristisch. Einige Korallenarten der Riffe sind in diesen Bildungen beinahe immer zu finden. Die Foraminiferenfauna ist reich, hauptsächlich die großen Gestalten [*Alveolina, Amphistegina, Heterostegina*]. Unter den Bryozoen sind die kleinen, ästigen Formen selten, aber die inkrustierenden [*Membranipora*] und knolligen [*Cellepora*] häufig. Der Zusammenhang dieser Lebensgemeinschaft mit anderen Sedimenten aus derselben Meerestiefe kann z. B. im Mecsek-Gebirge beobachtet werden (17). Hier findet man in den Lithothamnienkalken auch jene Faunen, die z. B. im Cserhát-Gebirge und in der Umgebung von Budapest in Molluskenkalken, Lithothamnienkalken und Korallenkalken getrennt vorkommen. Diese drei Fazies verschmelzen im Mediterran des Mecsek-Gebirges; dies liegt auch in manchen anderen Gegenden so und dann ist die Bestimmung der Fazies, infolge der Mannigfaltigkeit des Fossilgehalts noch erleichtert.

Im Eozän waren schon die Lithothamnien die herrschenden Algen in dieser Fazies und ihre Begleitfauna hatte dieselben Charaktere, wie im Jungtertiär (18). Über die Algenkalke der Kreidezeit und hauptsächlich ihren Zusammenhang mit den Korallenriffbildungen hat K. Martin folgendes geschrieben (19_{161}): «Auf der Insel Curacao stehen unfern der Nordküste, bei Savonet, an Rudisten [*Radiolites*] reiche Kalksteine an. Diese enthalten aber neben einzelnen Korallen auch in großer Zahl Lithothamnien, welche die Rudisten bisweilen geradezu ersetzen und stellenweise gesteinsbildend auftreten. Auf Borneo sind im oberen Stromgebiete des Kapuas, am Flusse Bojan, dunkelgraue cretaceische Kalksteine aufgeschlossen, in denen die Kalkalgen mit *Orbitolina concava* Lk. vergesellschaftet vorkommen» und (19_{165}): «I. Schon in der Kreidezeit spielen die Lithothamnien in den Tropen als Riffbildner eine wichtige Rolle.

2. Rudisten, Korallen und Foraminiferen nebst einzelnen Mollusken und Echiniden sind ihre Begleiter.

3. Die Gesteinsbildung durch Kalkalgen, sowie die Vermengung ihrer Materialien mit demjenigen der Korallen stimmt bei den fossilen Riffen mit den noch im heutigen Meere herrschenden Zuständen . . . überein».

Die Kalkalgensedimente spielen eine große Rolle in der Trias. Sie enthalten gleichfalls die großen, dickschaligen Mollusken und stehen auch mit Korallenbildungen oft in Zusammenhang. Dies beschrieb schon E. Mojsisovics (20) sehr schön aus der Mitteltrias von Südtirol, wo der Zusammenhang mit den Korallenbildungen gewiß besteht, wenn auch fraglich ist, ob die betreffenden Korallenbildungen wirkliche Riffe gewesen sind. Zu derselben Fazies gehören auch die obertriadischen *Megalodus*-Kalke, in denen die Algen durch die Gyroporellen vertreten sind. Darüber schrieb Mojsisovics (20$_{70, 71}$): «Die triadischen Megaloduskalke besitzen eine große Analogie mit den oberjurassischen Diceraskalken und es scheinen in der Tat beide die gleiche chorologische Rolle gespielt zu haben. Beide stehen in ganz analogen Beziehungen zu Korallenriffbildungen. Im Salzburgischen lehnen sich die Megaloduskalke unmittelbar an mächtige Korallenriffe an und starke Bänke von Korallenkalk alternieren häufig mit Megalodusbänken. Auch in den Korallenkalken selbst sind Megalodonten nicht selten . . . In den heutigen Korallenriffen vertreten, wie es scheint, die großen *Tridacna*-Formen die Megalodonten der Trias und die Diceraten des Jura. Ausser Megalodonten und Korallen kommen im karnischen Dachsteinkalk noch etliche Pelecypoden vor, unter denen *Avicula exilis* und *Turbo solitarius* die verbreitetsten sind. . .» Auch C. Diener (21) vergleicht die alpinen Diploporenkalke mit den heutigen Lithothamnienkalken. Auffallende Kalkalgensedimente kommen in den Bryozoenriffbildungen der Zechsteinformation Thüringens vor, die W. Brauch «Porenriffkalke» nennt (22$_{101-102}$): «Wo reine Kalkalgenkolonien sich auf Klippen und Untiefen ansiedeln, häufen sich ihre Kalkreste meist in der Form mikroskopisch kleiner, kugeliger Gebilde an, in größerer Mächtigkeit als das umgebende Gestein. So entstehen wieder schichtige Riffbildungen, die durch teilweise Auslaugung der Kalkkügelchen porös werden».

Im Karbon gehören hauptsächlich gewisse Teile der Mountainlimestone-Bildungen zu dieser Fazies, die darin vorkommenden Algen sind schon einfache, primitive Gestalten [*Mitcheldeania* und *Girvanella*], häufen sich aber auch in gesteinsbildenden Massen an (23). Die Girvanellen, die auch in den jurassischen Oolithen zu finden sind, spielen die größte Rolle

in den silurischen Kalksteinen. Nach A. ROTHPLETZ soll im Silur dieselbe Bedeutung auch den Solenoporen und Solenoporellen zugeschrieben werden. Er bestimmt (25₁₇): «daß die Lebensweise der beiden Genera eine gleiche war, daß sie gerne die Korallenriffe bewohnten, in Mengen zusammen lebten und oft geradezu gesteinsbildend waren und daß die Lithothamnien jedenfalls die Rolle im Haushalt der Natur übernommen haben, welche früher die Solenoporen darin gespielt hatten». Auch A. BROWN hält (26) die solenoporenreichen Kalksteine des unteren und oberen Silur und des Jura für den jüngeren Nulliporen- (Lithothamnien-) Kalken gleichwertig. Vielleicht entsprechen diesen auch einige Syphoneen *(Ascosoma, Mitscherlichia)* im Cambrium von Nordchina (24). Die Begleiter dieser Fauna sind aber schon im Paläozoikum nicht die Mollusken, sondern die Brachiopoden, die aber nach ihrer Gestalt und allen Anpassungen an die Lebensbedingungen ihren Nachfolgern zu entsprechen scheinen. Sie bilden gleichfalls den wichtigsten Teil der Riffaunen [s. da ausführlicher].

4. Korallenriffe.

In der seichteren Zone der neritischen Region, ja sogar nur in der oberen Hälfte derselben ist eine wichtige Lebensgemeinschaft die der Korallenriffe. Diese auffallendenen Bildungen finden sich in den meisten Formationen und sind oft sehr leicht zu erkennen. In der Fazieskunde spielen sie eine große Rolle, weil sie eine beständige Fazies bilden, mit der sich die anderen, weniger erkennbaren Fazies vergleichen lassen. Die große Kalkausscheidung in diesen Bildungen weist auf hohe Temperaturen hin, die großen, dickschaligen und befestigten Mollusken, die Bohrmuscheln u. a. m. bedingen die starke Bewegung des Wassers. Die geringe Tiefe wird unter vielfachen Charakteren auch durch den gewöhnlichen Zusammenhang mit den Kalkalgensedimenten angedeutet. Der einzige Umstand, der das Erkennen der Korallenriffbildungen erschweren kann, ist die starke Diagenesis, infolge deren die ganze Fauna oder nur die aragonitschaligen Fossilien, hauptsächlich die Korallen selbst zum größten Teil vernichtet werden.

Nicht alle Bildungen, in denen riffbauende Korallen vorkommen, sind zugleich wirkliche Riffe. Es gibt solche Korallenbildungen, die normal gelagert sind und morphologisch keine Merkmale der Riffstruktur zeigen. Dies verursacht aber keinerlei Schwierigkeiten bei der Bestimmung der Fazies, denn diejenigen Ablagerungen, in denen die Korallen noch verbreitet sind, sind die Algenkalke, die sich aber unter ungefähr denselben bathymetrischen Verhältnissen ablagern wie die Korallenriffe.

Manchmal werden fossilleere oder eine ungenügende Fauna enthaltende Kalksteine und Dolomite nach ihrer morphologischen Erscheinung für Korallenriffe gehalten. Die sonderbaren Verhältnisse solcher Bildungen, die oft als Kennzeichen ihrer Riffnatur gedeutet werden [z. B. (27)], können nach MARR (28) auch durch einfache tektonische Störungen in normal geschichteten Sedimenten verursacht werden.

a) GIBT ES TIEFSEERIFFE ?

Einige Autoren sprechen unter den Korallenriffen auch über Tiefseeriffe. Solche sollten nach TH. FUCHS (29) die Kalkbildungen des Pourtalès-Plateaus unter den rezenten Sedimenten und die Faxoekalke in der oberen Kreide sein. A. ROTHPLETZ (30) und E. PHILIPPI (31) behaupten dies von dem triadischen Schlerndolomit. Eigentlich ist das Sediment des Pourtalès-Plateaus eine Bildung größerer Meerestiefen, hat aber mit den Riffbildungen gar nichts zu tun : seine kleinen Korallen bauen keine aufragenden Massen, alle Glieder der Fauna sind Tiefseetiere und nicht die normalen Begleiter der Riffkorallen, die Kalkalgen spielen darin keine bedeutende Rolle ; es lagert sich in normalen Schichten ab und von einer riffartigen Lagerung ist dort keine Spur. Im Gegenteil zeigt der Schlerndolomit die Merkmale wirklicher Riffnatur, er enthält die durch die Diagenesis verschont gebliebene, verarmte Riffauna, — er ist aber keine Tiefseeablagerung ; die beiden Bildungen haben miteinander nichts gemein. A. ROTHPLETZ (30) will die Riffnatur des Schlerndolomits auf alle mögliche Weise in Abrede stellen. Er behauptet, daß die von MOJSISOVICS erwähnte rasche und leichte Obliteration der Korallenstruktur den Tatsachen nicht entspricht und in jüngeren Korallenriffen, z. B. auf der Sinaihalbinsel nicht zu beobachten ist. Es ist aber durch eine Menge Beobachtungen bestätigt, daß die Korallenstruktur rasch verwischt wird und im Ernst kann es gar nicht geleugnet werden. Die Unterschiede von den normalen Korallenriffbildungen und die Ähnlichkeit mit dem Pourtalès-Plateau versuchte er durch Folgendes zu beweisen (30_{65-66}) : «Wettersteinkalk und Schlerndolomit bauen sich hauptsächlich aus den Resten abgestorbener Tiere und Pflanzen auf, die zum größten Teil an Ort und Stelle seßhaft waren, zum kleineren Teil nach ihrem Tode erst zufällig hier aus dem Meereswasser zu Boden sanken. Anderes festes Material, als Sand, Ton, Geröll etc. wurde diesen Kalken gar nicht zugeführt. So wuchsen diese Anhäufungen von Leichen abgestorbener Organismen langsamer oder schneller, je nach dem Reichtum des vorhandenen

organischen Lebens in die Höhe. Sei es infolge sich zersetzender organischer Substanz, sei es infolge rein physikalischer Verhältnisse, haben sich in diesen lockeren und porösen Anhäufungen aus dem darin stagnierenden Meereswasser allerhand Salze ausgeschieden, die ihrerseits zu weiteren chemischen Umsetzungen führten, so, daß hierdurch aus jenen Leichenhaufen allmählich, je nachdem, ein Kalkstein oder ein Dolomit oder eine Mischung davon entstand . . . Da auf demselben Meeresgrunde, nur an anderen Stellen, sich gleichzeitig Sande, Tone und Mergel ablagerten, die für einen großen Teil ihres Materials auf Einschwemmung und Zuführung fester anorganischer Bestandteile von dem Festlande her angewiesen waren, so muß daraus geschlossen werden, daß die Gebiete der reinen Kalkfazies aus irgend welchen physikalischen Ursachen davon nicht betroffen werden konnten. Solcher Ursachen gibt es mehrere, z. B. allzugroße Meerestiefe, große Entfernung von den Küsten und hügelartige Anschwellung des Meeresbodens. Die erste Ursache kann nicht in Betracht kommen, weil wir es nicht mit Tiefseeablagerungen zu tun haben. Die zweite Ursache hat wenig Wahrscheinlichkeit für den vorliegenden Fall, wegen der eigentümlichen und regellosen Verteilung der Kalkgebiete innerhalb der Mergel- und Sandfazies. Es bleibt also nur die dritte Ursache übrig. Bekanntlich werden die klastischen Bestandteile von den Ufern aus auf sehr große Entfernungen in das Meer hinausgeführt. Die schweren Körper sinken zuerst, die leichteren zuletzt und darum auch in größeren Abständen vom Ufer zu Boden. Wo bestimmte Strömungen im Meereswasser herrschen, geht dieser Transport klastischer Bestandteile natürlich ebenfalls in bestimmten Richtungen und auf größere Strecken vor sich, als bei wechselnden oder sehr schwachen Strömungen. Ebenso wirkt dabei die größere Tiefe des Meeres mit, weil die Körper dann nicht so bald auf den Boden sinken. Wenn nun aber der Boden in einiger Entfernung vom Strande eine erhebliche Erhöhung macht, so werden die klastischen Bestandteile durch dieselbe, wie von einer Barriere zurückgehalten, auf und hinter welcher organisches Leben sich ungestört entfalten kann. Es muß also angenommen werden, daß die reinen Kalke auf höherem, Mergel und Sandstein auf tieferem Meeresboden oder ganz nahe der Küste sich gebildet haben.» Sehr auffallend ist, daß Rothpletz selbst mit dieser Argumentation seine Voraussetzungen vollkommen widerlegt. Zuerst hat er entkräftet, was er gegen die Obliteration der Korallenstruktur gesagt hat. Viele organische Reste sollen nämlich aus dem vollkommen organogenen verschwunden sein; wie kann man sich aber vorstellen, daß hier

eine Fauna und Flora, aber nicht die der Korallenriffazies zerstört wurde, die davon erhalten gebliebenen Reste aber alle zu den Korallen, Kalkalgen, korallophilen Schnecken und im allgemeinen zu den Bewohnern der Riffbildungen gehören. Übrigens schildert alles, was er über den Schlerndolomit geschrieben hat, ein ganz normales Korallenriff und man kann die Abweichungen von den Sedimenten des Pourtalès-Plateaus nicht besser schildern als er es getan hat, indem er behauptete, daß der Schlerndolomit in seichtem Wasser, nicht auf Tiefseeboden, durch eine Barriere vor den Strömungen geschützt, keiner mächtigen Strömung ausgesetzt und aus Flachseeorganismen, nicht aus Tiefseetieren gebildet wurde. Die Auslegungen E. Philippi's über diese Frage sind ebensowenig gelungen. Er hat folgendes geschrieben (31_{436-7}): «Rothpletz nimmt wohl mit Recht an, daß der südalpine Schlerndolomit eine Ablagerung sei, die mit den modernen Kalken des Pourtalès-Plateaus verglichen werden müssen. Wenn er aber meint, daß sich der Schlerndolomit in einem Meeresteile gebildet hat, der durch eine submarine Barre gegen die Einschwemmung von klastischem Materiale geschützt gewesen sei, so kann ich ihm durchaus nicht beipflichten. Eine auch noch so hohe Barre wäre . . . von dem feinverteilten Tuffmaterial, wie es teilweise in den Wengener und Cassianer Schichten der Seisser Alp vorliegt, ohne Schwierigkeit überstiegen worden.» [Philippi hat übersehen, daß Rothpletz (30_{66}) dasselbe geschrieben hat und nicht das Gegenteil davon.] «Wenn der Schlerndolomit von dem Tuffmaterial, das in großen Massen in seiner unmittelbaren Nachbarschaft produziert wurde, so gut wie nichts aufgenommen hat, so kann ich dies nur auf eine Weise erklären. Nämlich durch die Annahme, daß der Schlern schon zur Zeit dieser Eruptionen ein hochaufragendes Kalkriff war, auf dessen Oberfläche stark bewegtes Wasser die Ablagerung von feinem Tuffmaterial verhinderte, dafür aber die Entwicklung einer reichen Fauna in hohem Maße begünstigte. Ich gelange also . . . wieder zu der alten Richthofen'schen Rifftheorie, wenn auch von einem Korallenriffe im eigentlichen Sinne des Wortes nicht gesprochen werden kann.» Das ist wieder ein böhmisches Dorf. Das Pourtalès-Plateau ist mehrere hundert Meter tief und keinerlei Wellenschlag ausgesetzt. Wenn ihm also der Schlerndolomit ähnlich ist, dann bildet er kein Riff im eigentlichen Sinne des Wortes und ragt gar nicht hoch auf; es ist jedoch so und darum ist er dem Pourtalès-Plateau nicht ähnlich.

Der Faxoekalk aber gehört nicht zu einer einheitlichen Fazies. Th.

Fuchs hat hier die gemischten Faunen von verschiedenartigen Schichten in Betracht gezogen (**26**), die zur seichteren und wahrscheinlich auch zur mittleren Zone der neritischen Region gehören. Dies macht die Behauptung von Fuchs schon bestreitbar; übrigens kann er die Riffnatur dieser Bildung noch weniger beweisen als ihre Tiefseenatur. Im allgemeinen können wir nun schließen, daß von Tiefseeriffen keine Rede sein kann.

b) DIE LEBENSGEMEINSCHAFT DER RIFFE.

Die Fauna der rezenten Korallenriffe ist so gut bekannt, daß es ganz überflüssig wäre, sie eingehender zu behandeln. Die pleistozänen Riffe sind auch in manchen Gegenden zugänglich, z. B. auf den Barbados; die hiesigen Riffkorallen, die von J. W. Gregory (**33**) studiert wurden, können als eine charakteristische Riffkorallenfauna angeführt werden; alle Arten, die mit + bezeichneten ausgenommen, kommen auch in den rezenten Riffen Westindiens vor:

Lithophyllia cubensis E. et H.
+ „ *lacera* Pall.
„ *wallii* Dunc.
Eusmilia fastigiata Pall.
„ *knorri* E. et H.
Mussa angulosa Pall.
Dendrogyra cylindrus Ehr.
Pectinia maeandrites Pall.
Diploria cerebriformis Lk.
Manicina areolata Pall.
Maeandrina filograna Esp.
Mycetophyllia lamarcki E. et H.
Colpophyllia gyrosa Ell. et Sol.
+ *Hydnophora latefundata* Greg.
Dichocoenia stokesi E. et H.
+ *Lamellastraea smythi* Dunc.
Favia ananas Pall.
Orbicella radiata Ell. et Sol.
„ *acropora* L.
Solenastraea stellulata Ell. et Sol.
Cyphastraea costata Dunc.
Echinopora franksi Greg.
Stephanocoenia intersepta Esp.
Astraea radians Pall.
„ *sidera* Ell. et Sol.
Agaricia agaricites Pall.
„ *elephantotus* Pall.
Madrepora muricata L.
Porites clavaria Lk.
„ *astraeoides* Lk.

Auch in der Begleitfauna finden wir dieselben korallophilen Tiere, die in den dortigen rezenten Riffaunen leben. Auch die Kalkalgen haben eine nicht unbedeutende Rolle in diesen Riffbildungen gespielt (**34**): sie sind auch zu den gesteinsbildenden Elementen zu rechnen. Im Zusammenhang mit diesen Riffkalken tritt auch *Amphistegina*, eine Flachseeforaminifere von großer Gestalt in gesteinsbildenden Massen auf.

In den Miozänschichten Ungarns treten die Korallenbildungen im

Zusammenhang mit den Lithothamnienkalken auf. Diese Korallenbildungen zeigen nur selten ausgeprägte Riffcharaktere, so z. B. bei Mecsekpölöske (17). Die wichtigeren Fossilien dieser Lebensgemeinschaft sind die riffbildenden Korallen, die Bohrmuscheln *[Lithodomus avitensis,]* befestigte *[Ostrea, Pecten]* und auch andere große, dickschalige Muscheln *[Pectunculus pilosus (bimaculatus), Lucina leonina]* und einige Gastropoden *[Turbo rugosus, Trochus, Cypraea, Conus]*. Wie ich schon vorhin erwähnt habe, spielen auch die Lithothamnien eine größere Rolle darin. Größere, ausgedehntere Riffbildungen des Miozäns befinden sich in Podolien, wo der den Karpathen parallele Hügelzug «Myodobory» oder Toltry einem miozänen Barriereriff entsprechen soll (35).

Die mesozoischen Korallenriffe zeigen noch keine größeren Abweichungen von den tertiären und rezenten. Die riffbildenden Korallen sind den kainozoischen nahe verwandt; in ihrer Begleitung finden wir die Kalkalgen und in der Begleitfauna spielen noch immer die großen, dickschaligen Muscheln die Hauptrolle, wie z. B. *Megalodus, Macrodon, Diceras, Requienia, Plagioptychus* (8). Die Lebensgemeinschaft der Korallenriffe des Jura hat A. Gressly vor mehr als 80 Jahren beschrieben; seine Schilderung ist noch immer sehr beachtenswert (1). Er faßt die Charaktere dieser Fazies, wie folgt, zusammen. Die größte Rolle spielen natürlich die Korallen [Agaricien, Astreen, Oculinen, Caryophyllen]. Die Begleitfauna paßte sich an das immer bewegte und sich erneuernde Wasser an; darum ist die Mehrzahl der Tiere festgewachsen. Die befestigten und elastischen Crinoideen sind sehr zahlreich; unter den Echiniden kommen die dickschaligen *[Cidaris, Diadema, Clypeaster]* vor, während die zarteren Spatangiden fehlen. Die Muscheln bohren sich in das Gestein ein oder haben starke Schalen und sind an den Boden gewachsen: *Trichites,* Chamaceen *[Diceras], Perna, Pecten, Lima, Lithodomus, Saxicava, Venerupsis, Ostrea, Spondylus.* Auch die Schnecken haben ähnliche Charaktere: *Turbo, Trochus, Pleurotomaria, Nerinea, Patella.* Im allgemeinen besitzen die Tiere dieser Fazies reiche Skulptur, Knoten, Dornen, usw. Die Serpulen inkrustieren die Schalen anderer Tiere. Die Cephalopoden sind sehr selten.

Die Riffe des Paläozoikum weichen aber schon von den jüngeren viel mehr ab. Zuerst sind die Korallen selbst ganz anders; die Tabulaten sind am verbreitetsten und neben ihnen weniger Rugosen; dabei sind oft die mit ihnen vergesellschafteten Stromatoporen gesteinsbildend (36). In der Begleitfauna finden wir zwar dieselben Charaktere, dieselben Anpassungen,

aber z. T. andere Tiergruppen, so werden die so wichtigen Muscheln durch die Brachiopoden ersetzt. Diese Brachiopoden sind hauptsächlich dickschalig und besitzen starke Rippen und Knoten. C. DIENER schreibt über sie (**21**66): «Viele paläozoische Brachiopoden gehören zur Faunengesellschaft der Korallriffe, so jene des mitteldevonischen Stringocephalenkalkes der Eifel, der Sosiokalke auf Sizilien, der permischen Klippenkalke des Chitichum No. I. in Tibet. Auch manche triadische Riffkalke, wie der Marmolatakalk, sind reich an Brachiopoden. Einzelne riffbewohnende Brachiopoden sind durch ihre dicken, sonderbar verzerrten Schalen ausgezeichnet, so *Tegulifera, Scachinella, Geyerella, Richthofenia* im Sosiokalk, andere zeigen zum mindesten Schalenverdickungen in der Wirbelregion, wie *Spirifer, Spirigera, Mentzelia,* oder am Beginn der Schleppe wie *Marginifera.* Solche Merkmale fehlen den rezenten Brachiopoden, deren Wohnsitze nicht mehr dieselbe Ausdehnung besitzen wie in älteren Perioden der Erdgeschichte.» So muß man bei den paläozoischen Riffen dieselben physikalischen Umstände voraussetzten wie bei den rezenten (**37**).

C. WIMAN (**38**) kommt in einer Arbeit über die paläozoischen Riffbildungen Skandinaviens zu dem Ergebnis, daß das Vorhandensein der paläozoischen Korallenriffe keine hohe Temperatur (20° C) des Meereswassers beweist, sondern nur ausschließt, daß hier das Wasser im Winter zufror. Ich selbst bin der Meinung, daß die Riffkorallen immer streng an das warme Wasser gebunden waren — dies kann jedoch bezweifelt werden; aber WIMAN'S die Mitte einhaltende Folgerung ist gar nicht stichhaltig. Wenn nämlich die Korallen auch das kalte Wasser ertragen könnten, dann sollten sie auch unter dem Eise nicht zugrunde gehen. In jener Tiefe, wo es kein Eis mehr gab, könnten die Korallen das Riff seitwärts weiter bauen, bis die obersten Teile zerstört werden; dies wäre auch dem heutigen Zustand sehr ähnlich, indem jetzt die obersten, über den Wasserspiegel ragenden Korallenbauten immer untergehen.

Trotz den Abweichungen in der systematischen Stellung der riffbewohnenden Tiere nehmen die meisten Geologen an, daß diese Riffe den heutigen ganz äquivalent sind. JAKOWLEW schreibt (**36**857): «Dans l'économie de la nature la place des récifs coralliens était toujours occupée par des formations analogues quant à la forme et à la destination, mais d'origine différente aux diverses ères de l'histoire de notre globe». A.W.GRABAU gibt eine allgemeine Schilderung der paläozoischen Riffe folgendermassen (**39**344-345): «In general aspect they are roughly lens-shaped to dome-

shaped masses of calcareous material, devoid of regular structure, without any, or with only fainthy developped stratification, and composed of corals, hydrocorallines, sponges, bryozoa, calcareous algae, and other reef building organisms, which grew practically where they are now found. With these, but more abundantly on the flanks of the reef, are found the remains of innumerable crinoids, brachiopods, and other attached organisms; while remain of vagrant types, such as molluscs and crustacea, occur in every part of the reef, frequently in great profusion. On its flanks, where the reef was constantly attacked by the waves, large masses of broken coral occur, which are more or less worn and embedded in the coral and crinoid sand, which forms the chief enclosing mass of the reef.» In der Begleitfauna ist die große Anzahl der Cephalopoden auffallend, die in den jüngeren Riffbildungen ziemlich selten vorkommen (**29**$_{560}$); die großen Orthoceraten, *Cyrtoceras, Phragmoceras* und die großen Nautilen gehören zu den charakteristischen Tieren dieser Fazies. Im Gegenteil haben aber die Goniatiten diese Fazies gemieden, z. B. bei Paffrath, wo im devonischen Korallenriffdolomit neben den herrschenden Brachiopoden auch viele Trilobiten vorkommen, die Goniatiten jedoch, die sich in großer Anzahl in den Schiefern zwischen den Riffen finden, den Riffbildungen ganz fremd sind (**40**). Die Riffaunen des Devons sind sehr typisch bei der bekannten Lokalität von Paffrath oder von Lindener Mark [bei Giessen] (**40**). Unter den Korallen können Cyathophyllen, *Heliolithes, Alveolithes, Favosites* angeführt werden; die Stromatoporiden spielen eine große Rolle, auch die Brachiopoden und Mollusken sind verbreitet. Bei Paffrath sind die zwei großen Brachiopoden, *Stringocephalus burtini* und *Uncites gryphus* sehr charakteristisch (**41**$_{235}$): «*Stringocephalus burtini* . . . scheint zwar der Giessener Gegend ganz zu fehlen, — für ihn tritt *Conchidium hassiacum* Frank als leitend ein; ebenso fehlen auch andere charakteristische Formen, wie *Uncites griphus* Defr. Dagegen sind eine ganze Reihe dickschaliger Schnecken, wie Pleurotmarien, *Turbonitella subcostata, Macrochilina arculata* Schloth. u. a. beiden gemeinsam. Die höchst charakteristische *Rotella heliciformis* Schloth. wird durch eine noch auffälligere neue Varietät vertreten, ebenso *Murchisonia angulata* Schloth. Am auffälligsten ist jedoch die verschiedenartige Entwicklung,welche die Gattungen *Megalodus* und *Mecynodus* in der Lindener Mark genommen haben. Sie sind nur durch neue Spezies vertreten, während die anderwärts so häufigen und wohlbekannten Arten *Megalodus abbreviatus* Schloth. und *Mecynodus*

carinatus Gr. ganz zu fehlen scheinen.» Auch in den devonischen Korallenriffen Belgiens (**42**) sind die genannten Korallengattungen, die Stromatoporiden und die Brachiopoden am verbreitetsten; unter den letzteren hauptsächlich *Spirifer, Rhynchonella, Pentamerus, Orthis, Atrypa reticularis.* In Nordamerika findet man schöne Riffbildungen in den Onondaga-Kalksteinen [Canada] (**43** u. **44**); die weit überwiegenden Faunenelemente sind die Tabulaten und die Brachiopoden; unter den Trilobiten kommen *Chasmops, Phacops* und *Proetus* vor.

Die Riffe des Gotlander Silur enthalten außer den Korallen und Kalkalgen viele verästelte Bryozoen, die hier zu den wichtigsten Bewohnern der Riffe gehören (**38**). In den Begleitfaunen finden wir auch hier, wie im Paläozoikum im allgemeinen, die Brachiopoden und Crinoideen. Sehr reiche Faunen enthalten die Niagarian [silur] Kalksteine in Wisconsin [USA] (**45**); die wichtigeren Korallen sind: *Halysites, Favosites, Syringopora, Streptelasma;* unter den Brachiopoden sind zu nennen: *Orthis, Strophomena, Spirifera, Rhynchonella, Pentamerus,* große Schnecken: *Pleurotomaria, Xenophora, Murchisonia* und noch viele Crinoideen dazu. Die Cephalopoden sind gar nicht selten *(Orthoceras, Trochoceras),* doch sind sie hier gar nicht so sehr verbreitet wie in den benachbarten, nicht riffartigen Schichten, wo sie die herrschenden Fossilien sind. Unter den Trilobiten kommen *Illaenus, Calymene, Bronteus* in den Niagarariffen vor.

Es ist zweifelhaft, ob es schon im Cambrium wirkliche Riffbildungen gegeben hat. A. W. Grabau schreibt darüber (**46**117): «The oldest reef-forming organisms, the Archaeocyathidae, were originally referred to the sponges, and more recently to the primitive perforate madreporian corals, of which group they probably form a distinct order. They have been reported from a number of localities in the Cambric, including both Northern Unites States [California, Nevada], and the eastern part of North America [Newfoundland, Labrador], Sardinia, Spain, Northern Siberia and Australia. In a number of these localities they have been found to constitute layers or strata of which they formed the principal portion, but they did not build massive reefs comparable of those of the present day. Since they were all simple corals, and of a very porous charakter of skeleton, they were not specially adapted to the formation of reefs. Nevertheless, they constituted an important limestone builder of this period forming in the straits of Belle Isle, Labrador, beds of coral limestone varying in thickness from 25 to 50 feet. In many cases evidence of shallow water . . . are found in association

with the beds of Archaeocyathidae.» In den Begleitfaunen lassen sich aber die Charaktere der Lebensgemeinschaft dei Korallenriffe nicht nachweisen (47).

Die wichtigsten Riffbildner sind nach W. DEECKE (48)

im Paläozoikum:

Cyathophyllen	Favositiden
Phillippsastreen	*Heliolites*
Stauria	*Alveolites*
Acervularia	Stromatoporen;

im Mesozoikum:

Isastraeen	Styliniden
Latimaeandren	Thecosmilien
Astrocoenien	*Lithodendron*-Arten;

im Tertiär:

Heliastraea	*Cyathoseris*
Plocophyllia	

und rezent:

Madrepora	*Porites*
Pocillopora	

c) DIE NEBENGESTEINE.

Neben den Korallenriffen befinden sich oft solche Gesteine, deren Materie teilweise oder völlig aus den Riffen stammt; sie stehen oft in Hinsicht auf die Lagerungsverhältnisse in einem Zusammenhang mit den Riffgesteinen. An den Küsten von Florida besteht der nicht sehr schroff abfallende Boden bis zu einer Tiefe von 100 Faden «hauptsächlich aus toten Muscheln, Korallenstücken und ähnlichem Material, mehr oder minder zerkleinert und abgerieben. Lebendige tierische oder vegetabile Wesen sind nicht häufig, von Korallen kommen nur wenige kleine Arten vor *[Balanophyllia, Madracis, Oculina]*» (49). A. J. JUKES-BROWNE beschrieb solche Bildungen aus dem englischen Jura (50278): «At Upware, near Ely, ... there are the remains of a small isolated coral-reef, part of the mass consisting of coral rock, and part of a whitish calcareous marl, which is evidently a consolidated calcareous ooze, such as is found in deep water outside many coral-reefs at the present day. The marl contains no corals, though it may be largely made up of their disintegrated fragments, the only fossils being Echinoderms and a few bivalve Mollusca.» Diese Bildungen haben sich also nicht in denselben Tiefen gebildet wie die eigentlichen Korallen-

riffe; als Fazies sollen sie davon getrennt werden. R. H. TIDDEMAN versuchte aus den Lagerungsverhältnissen der Nebengesteine der Riffe die Wassertiefen zu bestimmen (27₂₂₃): «Au pied des collines-récifs du calcaire de Pendleside, on trouve souvent, sous les schistes de Bowland, des lits de fragments calcaires. Bien que quelques soient arrondis par l'érosion, le plus grand nombre, et de beaucoup, ont des angles très aigus. L'auteur croit que ces fragments ont été détachés des récifs coralliens, à leur sommet, par les vagues et qu'ils sont tombés dans les eaux tranquilles à leur base qui les a ainsi protégés contre toute érosion ultérieure. Plus tard ils ont été recouverts par le dépôt des schistes de Bowland. Si cette opinion est fondée, nous avons dans la hauteur des récifs, au dessus des brèches, un moyen de mesurer exactement la profondeur de la mer carbonifère, à l'époque de la formation des brèches. Cette profondeur mesure, en moyenne, environ 50 brasses.» Diese Folgerungsmethode kann prinzipiell nicht bestritten werden ; doch ist in diesem Falle diese Tiefenbestimmung infolge der wahrscheinlichen tektonischen Störungen [s. J. E. MARR(28)] nicht sehr zuverlässig.

d) DIE ANSIEDLUNG DER RIFFKORALLEN.

Die riffbildenden Korallen können sich auf einem zu weichen, losen Boden nicht ansiedeln. Wenn die bathymetrischen Verhältnisse auch günstig sind, muß ein solcher Boden zuerst durch andere Lebewesen fester gemacht werden. In der Jetztzeit wird dies durch die Kalkalgen erreicht, in deren Rasen die Korallen eine gute Lebensmöglichkeit genießen. In früheren geologischen Epochen haben teils die Kalkalgen, teils aber die Crinoideen und Spongien diese Rolle gespielt. Die Crinoideen wie die Algen spielten auch in den Nebengesteinen der Riffe eine große Rolle.

5. Bryozoenriffe, Knoll-Reefs.

In gewissen Riffbildungen übernehmen die Bryozoen die Rolle der Korallen zum Teil oder völlig. So große Kalkkomplexe wie die Korallen können sie nicht zustandebringen, jedoch zählt sie die riffartige Lagerung und die Begleitfauna zu den Riffbildungen. Die ganze Lebensgemeinschaft weicht von den vorigen sehr wenig ab.

Aus dem Kainozoikum können die südrussischen miozänen Bryozenriffe angefürt werden. N. ANDRUSSOW beschreibt (51₇₄₋₇₅) zwischen den kalkigen Flachwassersedimenten «eine Subfazies der Bryozoenkalke, welche als unregelmäßig halbkugelige Massen inmitten der übrigen Subfazies vor

kommen. Die Halbkugeln bestehen ans konzentrischen Schalen von *Cellepora, Lepralia, Membranipora* und aus Serpeln und Nulliporen. Die Oberfläche der Halbkugel ist mit kleinen *Spirorbis* und Balanen bedeckt. Für Bryozoenkalke ist das Vorkommen von *Avicula*, kleinen *Modiola, Arca, Chama, Venerupsis, Saxicava* charakteristisch.»

Im Paläozoikum gehören zwei interessante Typen zu dieser Fazies: die permischen [Zechstein] Bryozoenriffe des Thüringer Waldes und die amerikanischen Knoll-reefs [Silur]. Die Riffcharaktere der Zechsteinbryozoendolomite des südöstlichen Thüringen hat schon TH. LIEBE (**62** u. **63**) schön geschildert. Diese Riffe lagern über den Gipfeln der derzeitig untermeerischen Grauwackenklippen und bildeten einen langen, dem Ufer parallelen Zug. Die wichtigeren Bryozeen sind darin die folgenden: *Acanthocladia anceps, A. dubia, Fenestella, Phyllopora, Retepora*. Die Korallen sind durch das Genus *Stenopora*, die Crinoideen durch *Cynthocrinus* vetreten, die charakteristischen Elemente der Begleitfauna sind die Muscheln von großer Gestalt [*Pleurophorus, Arca striata*] und die den der Korallenriffe ähnlichen Brachiopoden [*Spirifer, Productus, Terebratula* und *Strophalosia*]. Die Bryozoen selbst sind die wichtigsten Gesteinsbildner; außerdem ist auch ihre passiv vitale Gesteinsbildung von Bedeutung, da sie die übrigen hauptsächlich organischen Reste zwischen ihren Gezweigen aufhalten (**54** u. **55**).

Im Silur von Nordamerika kommen in den Clinton-und Niagaraschichten Bryozoenkalklinsen vor, die Riffcharaktere zeigen, jedoch in der Größe weit hinter den wirklichen Korallenriffen zurückbleiben, da sie nur einige Dezimeter bis einige Meter betragen (**55**). Hauptsächlich werden diese Linsen von einer *Fistulipora*-Art aufgebaut; im Lockportkalk [Niagaraschichten] spielen jedoch auch die Korallen [*Favosites, Heliolites*] und die Crinoideen eine gleichfalls wichtige Rolle. Die Faunen dieser Knoll-reefs sind sehr reich; darin scheinen die meisten Tiergruppen vorteilhafte Lebensbedingungen gefunden zu haben. In den Clintonriffen von Rochester kommen 68 Gattungen mit mehreren Arten vor und zwar:

Spongien	2	Lamellibranchiaten	5
Korallen	3	Gastropoden	5
Crinoideen	4	Cephalopoden	3
Cystoideen	1	Ostracoden	1
Anneliden	2	Trilobiten	9 Gattungen.
Brachiopoden	29		

Es können aus diesen Bildungen die Brachiopoden: *Atrypa reticularis, Atrypa rugosa, Rhynchonella, Spirifer sulcatus, Spirifer crispus, Orthothetes,* die Muschel: *Modiolapsis,* die Trilobiten: *Illaenus, Calymene* aufgezählt werden (56). In Englands Wenlockschichten kommen auch ähnliche Bildungen vor, die dort «Ballstone reefs» genannt werden (46). An den Korallenriffen des Gotlander Silurs beteiligen sich auch die Bryozoen. C. WIMAN (38) nimmt an, daß hier «große verästelte Bryozoen die Rolle der *Madrepora* und anderer reich verzweigter Korallen gespielt haben,.... da sie einen Teil der korallophilen Fauna ausmachen und in der unmittelbaren Nähe des Riffs gesteinsbildend auftreten. Jedenfalls sind Bryozoen an und für sich als schlechte Riffbildner zu betrachten, wahrscheinlich weil sie zu zerbrechlich sind.»

Es ist wahrscheinlich, daß auch im Paläozoikum die Bryozoenfaunen der Riffbildungen wesentliche Abweichungen von den Faunen der nicht riffartigen, normalen, kalkig-sandigen Bryozoenschichten aufweisen. W. BRAUCH weist darauf hin (22), daß in den Zechsteinriffen stellenweise die knollig-kugeligen *Stromaria schubarti* in den seichteren, ufernahen Riffen am häufigsten sind, die zarteren, verästelten Arten aber hauptsächlich weiter vom Ufer ab zu finden sind.

6. Kalkig-sandige Bryozoenbildungen.

Da die bisher behandelte Lebensgemeinschaft eigentlich als eine Unterart der Korallenriffe aufzufassen ist, so gibt es, mindestens im Mesozoikum und Kainozoikum, eine von den Riffen ganz unabhängige Bryozoenfazies.

Das Gestein dieser Fazies ist hauptsächlich kalkig-sandig und mit kleinen verästelten Bryozoen gefüllt. Die Begleitfaunen bestehen auch hauptsächlich aus kleinen Arten. Als Typus der kainozoischen Vorkommnisse kann das an der Südseite des Meszestető-Berges bei Mátraverebély in Ungarn (12) betrachtet werden. Die Bryozoen bilden den größten Teil des Gesteins; vorwiegend sind

Scrupocellaria *Idmonea*
Cellaria *Filisparsa*
Retepora

und verschiedene sog. *Eschara-* und *Lepralia*-Formen.

Außer den Bryozoen sind die Echinodermen sehr auffallend, sie sind aber auch nur durch kleinere Arten vertreten und zwar die Crinoideen, Ophiuroideen, Asterideen, Echinoideen, von denen

Antedon hungaricus Vad. | *Isocrinus hungaricus* Vad.
Actinometra hungarica Vad. | *Arbacina*
„ *mátraverebélyensis* Szalai | *Fibularia pusilla* Müll.

angeführt werden können (57 u. 58). Kleine Brachiopoden kommen nicht selten vor; sie sind in dieser Fazies, mindestens im ungarischen Miozän, bei weitem häufiger als in allen anderen Fazies. Foraminiferen sind auch zahlreich und zwar die größeren Formen, wie hauptsächlich *Amphistegina hauerina* d' Orb. Die Mollusken sind aber ziemlich selten, nur *Dentalium* und kleine *Chlamys*-Arten sind darin zu finden. Auch in anderen Vorkommnissen dieser Fazies spielen die Mollusken keine bedeutendere Rolle.

Unter den mesozoischen Sedimenten gehören viele Schreibkreidebildungen zu dieser Fazies. Massenhaft kommen darin die kleineren, verästelten Bryozoen, von kleinen *Pecten*-Arten, regulären Echiniden [z. B. *Phymosoma* auf Rügen] und Crinoideen begleitet, vor. Die Vertreter oder Ersetzer der irregulären Echinoideen mittlerer Größen [*Ananchytes* etc.] fand ich in den miozänen Ausbildungen dieser Fazies nicht; in den behandelten Schreibkreidebildungen könnten sie als Versteinerungen der seichtesten Teile der neritischen Region als Beweise aufgeführt werden, gegen die Behauptung, daß diese Fazies schon in die mittlere, nicht in die seichtere Zone der neritischen Region einzureihen ist. Im Miozän läßt sich diese Frage etwas leichter entscheiden [s. Kap. VIII.] und da die Mehrzahl der Faunen dieser Fazies auch in der Kreide dieselben Charaktere besitzt, bin ich dafür, sie auch in die zweite neritische Zone einzureihen [s. ausführlich bei der Kreide].

Man muß bei dieser Fazies bemerken, daß ihre Schichten wegen ihrer petrographischen Eigentümlichkeiten beinahe immer einer starken Auflösung des Kalkes ausgesetzt waren. Darum sind darin aragonitschalige Reste sehr selten zu finden, sogar deren Abdrücke werden vernichtet und beinahe die ganze Fauna besteht aus kalzitschaligen Fossilien. Dies läßt uns vermuten, daß wir nicht alle Elemente dieser Lebensgemeinschaft kennen; in den rezenten Vorkommnissen kann man jedoch bemerken, daß die aragonitschaligen Tiere auch vor der Diagenesis nicht viel verbreiteter sind.

7. Die tieferen Teile der neritischen Region.

Da auffallende und begrenzte Lebensgemeinschaften hauptsächlich da existieren können, wo die physikalischen Verhältnisse große Spezialisierungen aufweisen, sind die Lebensgemeinschaften größerer Meerestiefen, wo die

Lebensverhältnisse nicht mehr so mannigfaltig sind, gar nicht so leicht erkennbar, wie die des seichten Wassers. So gelang es mir bisher sehr wenig, die Faunentypen der tieferen neritischen Zone zu präzisieren; als ein allgemeiner Charakter kann nur angenommen werden, daß in diesen Faunen viele Elemente der tieferen und seichteren Fazies nebeneinander vorkommen und daß die kalkausscheidenden Algen ganz verdrängt werden. Wegen dieser Schwierigkeiten können zwar die tieferen neritischen Faunen eines Zeitalters zusammengestellt werden, jedoch keine beständigen Typen bestimmt werden.

8. Die Pleurotomeentone.

In größeren Tiefen, in der bathyalen Region, läßt sich eine wichtige und sehr beständige Lebensgemeinschaft erkennen, die der sog. Pleurotomeentone (29). Diese Faunen werden hauptsächlich von Mollusken und Foraminiferen, manchmal auch von Einzelkorallen zusammengesetzt. Unter den Foraminiferen sind *Globigerina, Uvigerina, Lingulina, Cristellaria, Nodosaria, Bulimina, Quinqueloculina* am meisten vertreten; von den Einzelkorallen können *Flabellum, Turbinolia, Trochocyathus, Deltocyathus, Ceratotrochus, Balanophyllia, Stephanophyllia* angeführt werden; die Lamellibranchiaten gehören meistens zu den Gattungen *Nucula, Leda, Neaera, Amussium* und sind vorwiegend kleinere, glatte Arten. Am wichtigsten ist aber die Schneckenfauna, die im allgemeinen mittelgroße, sogar große Formen enthält. In den rezenten Vorkommnissen dieser Lebensgemeinschaft, in einer Tiefe von 350 m abwärts, im Indischen Ozean, befinden sich die Schneckengattungen(59)

Conus	*Natica*
Pleurotoma	*Xenophora*
Cancellaria	*Solarium*
Typhis	*Scalaria*
Rapana	*Solariella*
Nassa	*Basilissa*
Fusus	*Cocculina*
Mitra	*Ringicula*
Ancillaria	*Actaeon,*
Cassis	

unter denen *Pleurotoma* und *Fusus* am häufigsten sind. Sehr ähnliche Faunen findet man im ganzen Kainozoikum: die Pleurotomeentone des italienischen Pliozäns, die miozänen Badener Tegel, den Septarienton im Oligozän, gewisse Teile des Bartonclay und Londonclay im Eozän.

9. Foraminiferenkalke der Flachsee.

Die Foraminiferen spielen in zweierlei Sedimenten größere, sogar gesteinsbildende Rolle: in den Kalksteinen und sandigen Kalken des seichtesten Neritikums und in den tiefen pelagischen und hemipelagischen Ablagerungen.

In den Flachwasserablagerungen herrschen die großen benthonischen Foraminiferen vor. Als rezente Vorkommnisse dieser Art können die folgenden bemerkt werden. Im Hafen von St. Vincent findet man (**60**) in einer Tiefe von 7—12 Faden ein weißes, sandig-kalkiges Sediment, von dem zwei Drittel aus den Schalen der *Amphistegina lessonii* und 2% aus Globigerinen bestehen. Auf den Fidschiinseln, bei Levuka, wird der grobe Korallenkalksand bis 50% aus *Orbitolites complanata* gebildet [in einer Tiefe von 12 Faden]. Im Hafen von Daressalam (**61**) kommen im kalkigen Sediment neben den Schalentrümmern großer Muscheln *Amphistegina* und *Nummulites* massenhaft vor. Die Foraminiferenablagerung vor Tricomalee Bay (**62**) in 12 Faden Tiefe besteht zu zwei Drittel aus Heterosteginen.

Auch die fossilen Foraminiferenbildungen der Flachsee enthalten vorwiegend diese großen, dickschaligen benthonischen Formen, wie *Amphistegina, Heterostegina, Orbitoides, Nummulites, Alveolina, Miliola* [die letzteren sind am wenigsten charakteristisch, da sie auch in den Ablagerungen größerer Tiefen sehr verbreitet sind]. Die grosse Ähnlichkeit dieser fossilen Bildungen mit den rezenten, so in den Charakteren der Gesteinsart, wie in denen der Fossilien beweist, daß sie als Äquivalente der heutigen Foraminiferenkalke in die seichtere Zone der neritischen Region einzureihen sind. Wenn sie eine Begleitfauna enthalten, ist diese immer die des seichteren Neritikums. Diese Foraminiferen werden in den tieferen Bildungen sehr verdrängt, nur die Nummulinen bleiben auch in den unteren Teilen der neritischen Region ziemlich häufig.

Von großer Bedeutung sind im Karbon die von den Fusuliniden gebauten Kalksteine, die zu dieser Fazies gehören. Über diese schrieb W. Deecke (**63**$_{43}$): «Daß *Fusulina* und *Schwagerina* mit *Alveolina* genetisch verbunden ist, wird wegen der großen mesozoischen Lücke vorläufig zweifelhaft bleiben. Ich sehe in der gleichen Form nur Konvergenz und zwar, weil sich die Umgestaltung der Form als Anpassung wiederholt. Im mittleren Karbon kommen zuerst die langgestreckten Fusulinen vor, im Eozän treten unter den Alveolinen diese auch als erste auf und die rundlichen, an permo-

karbonische *Schwagerina* erinnernden Arten charakterisieren das Oligozän und Miozän.»

10. Foraminiferensedimente aus größeren Meerestiefen.

Unter den heutigen Tiefseeforaminiferensedimenten ist der Globigerinenschlamm am verbreitetsten; es gibt aber kaum fossile Sedimente, die mit ihm völlig übereinstimmen. Die Tiefsee- [und pelagischen] Foraminiferen sind aber auch schon in mittleren Tiefen, z. B. im Blauschlick von Bedeutung und ähnliche Sedimente haben sich auch in der geologischen Vergangenheit gebildet. In solchen foraminiferenreichen Tonen sind die planktonischen Foraminiferen überwiegend [*Globigerina, Orbulina* usw.], es sind aber die benthonischen [hauptsächlich die *Lagenidae*] auch vertreten; übrigens pflegt die Fauna nicht allzu reich zu sein, enthält aber oft viele lose Nadeln von Spongien und Echinoideen. Die Tiefseenatur dieser foraminiferenreichen Tone lässt sich darum selten mit Hilfe der Begleitfauna beweisen. Im miozänen Schlier von Donja Tuzla (Bosnien) findet sich aber auch die charakteristische Makrofauna, die die Tiefseenatur des Vorkommnisses beweist und im blaugrauen Tegel sind stellenweise die Globigerinen so häufig, daß sie fast die Hälfte des Gesteinsvolumens ausmachen. Die Foraminiferen selbst sind wegen ihrer großen Verbreitung schwache Faziesbeweise. Aus Mangel einer Makrofauna muß man sich oft mit negativen Beweisen begnügen: die Mikrofauna weicht nicht vor den anderen Tiefseeforaminiferenschichten und eine Flachseemakrofauna kommt neben ihr nicht vor.

Es gibt einige Globigerinengesteine, die unbedingt dem heutigen Globigerinenschlamm entsprechen. So z. B. der pliozäne Globigerinenmergel von Barbados [Westindien], dessen Gesteinsart und Fossilien mit dem Globigerinenschlamm völlig gleich sind. Dies trifft auch bei dem Globigerinenkalk von Malta [Miozän] zu. Die Schreibkreide wurde lange als Globigerinenschlamm der Kreidezeit aufgefaßt, bis klar wurde, daß sie oft eine Seichtwassermolluskenfauna enthält und ihre verbreitetsten Foraminiferen nicht die der Tiefsee [oder Hochsee] sind. Es ist jedoch auffallend, daß sie an einigen Lokalitäten, wie z. B. bei Swanscombe in England [Zone des *Micraster cortestudinarium*] eine Foraminiferenfauna enthält, die für eine beträchtliche Tiefe spricht (64), dem Globigerinenschlamm aber gar nicht entspricht. So muß man bei den Untersuchungen über die Faziesverhältnisse der Schreibkreide die Foraminiferen sehr in Betracht ziehen. Ich selbst bin, trotz der kleinen Zahl meiner diesbezüglichen

Beobachtungen, überzeugt, daß die Verteilung der Foraminiferen in den verschiedenen Fazies angehörenden Schreibkreidebildungen nicht so gesetzmäßig ist, wie heute oder im Miozän.

Die älteste Ablagerung, in der die Foraminiferen eine größere Rolle spielen, sind gewisse kambrische Schiefer in New Brunswick (**65**). Die Makrofauna dieser Schichten kann wohl auch aus größeren Tiefen stammen; die Foraminiferen, *Orbulina* und *Globigerina* kommen gar nicht so massenhaft vor, wie in dem rezenten Tiefseeschlamm.

Manche Geologen kämpfen auf alle mögliche Weise gegen die Zurechnung einiger Bildungen zu der Tiefseefazies. Sie führen gegen die Tiefseenatur der Globigerinenkalke an, daß sich ähnliche Ablagerungen in den Atollen, in kleinen Tiefen, bilden können. Der überall zitierte Fall ist der des Suvadiva-Atolls im Indischen Ozean (**66** u. **67**). Hier findet man im Inneren des Atolls in kleineren Tiefen das normale riffnahe Kalktrümmersediment, im tiefsten Teile der Lagune aber, bis zu 48 Faden, kommt kalkiger Pteropodenschlamm zur Ablagerung. Diese Erscheinung wird dadurch erklärt, daß die pelagischen [planktonischen] Pteropoden und Foraminiferen sich in der Nacht in den obersten Wasserschichten finden und so in die seichte Lagune eingeschwemmt werden. Am Tage pflegen sie aber bis in die Tiefe von 100—400 m herabzusinken; dies ist wohl in der Lagune nicht möglich; sie sterben dort unter den ihnen ungünstigen Umständen und häufen sich am Boden an. Diese ganze Fauna besteht aus Arten, die, als pelagische Tiere, auch in den Ablagerungen der Tiefsee vorkommen, ja sogar die wichtigsten sind. Von den Pteropoden können *Clio australis, Cavolinia, Limacina, Atlanta, Carinaria*, von den Foraminiferen *Globigerina bulloides* und auch andere Arten dieser Gattung, dann *Orbulina universa, Pullenia sphaeroides, Pulvinulina menardi* usw. angeführt werden. Diese Fauna würde von der des Tiefseeschlammes nicht zu unterscheiden sein; es sind ihr jedoch regelmäßig zerstreute Flachseetierreste, wie Korallenbruchstücke und große bentonische Foraminiferen [*Amphistegina, Orbitolites*] beigemengt. Wenn also in einer älteren Bildung, die aus pelagischen Foraminiferen [und Pteropoden] besteht, gar keine auf kleinere Tiefen hinweisende Reste gefunden werden, dann dürfte sie nicht mehr mit diesem Vorkommnis parallelisiert werden. Hauptsächlich finden sich noch dazu in den Tiefseeablagerungen auch manche benthonische Tiefseeforaminiferen, die die Entstehung in der Lagune eines Atolls völlig ausschließen. Und endlich scheint es mir wohl gezwungen, wenn die zwei-

fachen Vorkommnisse von Foraminiferenschlamm [Atoll oder Tiefsee] nicht einmal wie 1 zu 100.000 sich verhalten, die fossilen Vorkommnisse durch diesen gar nicht wahrscheinlichen Fall zu erklären. Darauf kann nichts anderes führen, als das Prinzip der Permanenz der Ozeane, weswegen man keine geologische Formation für die Ablagerung größerer Meerestiefen annehmen darf.

* * *

LITERATUR.

1. A. Gressly: Observations géologiques sur le Jura Soleurois. Neue Denkschr. Allgem. Schweiz. Gesellsch. Gesamt. Naturwissensch., Bd. 2., 4., 5., 1838—41.

2. C. de Stefani: Les terrains tertiaires supérieurs du bassin de la Méditerranée. Annales Soc. Géolog. de Belgique, tome 18., 1890—91.

3. Heincke: Die Mollusken Helgolands. Wissenschaftl. Meeresuntersuchungen, Neue Folge, Bd. 1. 1896.

4. Th. Fuchs: Über die bathymetrischen Verhältnisse der sogenannten Eggenburger und Gauderndorfer Schichten des Wiener Tertiärbeckens. Sitzungsberichte d. k. Akademie d. Wissensch. Wien, Mathem. Naturwiss. Cl., Bd. 109., 1900.

5. E. Forbes: Report on the Mollusca and Radiata of the Aegean Sea, and on their Distribution, considered as Bearing on Geology. Report of the British Assoc. Adv. Sci. 1843.

6. L. Strausz: A biai miocén. Über das Miocän von Bia. Földtani Közlöny, [Geologische Mitteilungen], Budapest, 1923.

7. J. Starkie Gardner—H. Keeping—H. W. Monckton: The Upper Eocene, comprising the Barton and Upper Bagshot Formations. Quarterly Journal of the Geological Society, vol. 44., 1888.

8. W. Deecke: Paläontologische Betrachtungen II. Über Zweischaler. Neues Jahrbuch für Mineral. etc., Beilage Bd. 35., 1913.

9. I. Lörenthey: Ujabb adatok Budapest környéke harmadidőszaki üledékeinek geológiájához. V. Ujabb adatok a felsőmediterrán kifejlődéséhez és faunájához. Math. Term. tud. Értesitő [Mathemat. u. Naturwissensch. Berichte aus Ungarn], Bd. 29., 1911.

10. L. Strausz: Fáciestanulmány a tétényi lajtameszeken. Über die Faziesverhältnisse der Tétényer Leithakalke. Földtani Közlöny [Geologische Mitteilungen], 1923.

11. W. Petrascheck: Studien über Faziesbildungen im Gebiete der sächsischen Kreideformation. Inaugural-Dissert. Leipzig—Dresden. 1899.

12. L. Strausz: Az északkeleti Cserhát mediterrán fáciesei. [Über die Fazies des Mediterrans im nordöstlichen Cserhát]. Eötvös-füzetek, 1924. (Nur ung.)

13. W. Koert: Meeresstudien und ihre Bedeutung für den Geologen. Naturwissensch. Wochenschrift, Neue Folge, Bd. 3., 1904.

14. K. Möbius: Über die Tiere der schleswig-holsteinischen Austernbänke, ihre physikalischen und biologischen Lebensverhältnisse. Sitzungsber. Preuss. Akademie d. Wissensch. 1893.

15. M. E. DESOR—E. C. CABOT: On the Tertiary and more Recent Deposits in the Island of Nantucket. Quarterly Journal of the Geological Society, vol. 5., 1849.

16. F. CHAPMAN: On the Importance of Halimedea as a Reefforming Organism, with a Description of the Halimedea-Limestones of the New Hebrides. Quarterly Journal of the Geological Society, 1906.

17. L. STRAUSZ: Mecsekjánosi, Szopok és Mecsekpölöske környékének geologiája. Über die geologischen Verhältnisse der Gegend von Mecsekjánosi, Szopok und Mecsek-pölöske [im Komitate Baranya]. Földtani Közlöny [Geologische Mitteilungen] 1923.

18. J. FRÜH: Zur Kenntnis der gesteinsbildenden Algen der Schweizer Alpen mit besonderer Berücksichtigung des Säntisgebietes. Abhandl. Schweiz. Paläont. Gesellsch., Bd. 17., 1890.

19. K. MARTIN: Lithothamnien in cretaceischen und jüngeren Ablagerungen tropischer Inseln. Centralblatt für Mineral. etc. 1901.

20. E. MOJSISOVICS v. MOJSVÁR: Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien. Wien, 1879.

21. C. DIENER: Grundzüge der Biostratigraphie. Leipzig und Wien, 1925.

22. W. BRAUCH: Verbreitung und Bau der deutschen Zechstein-Riffbildungen. Geolog. Archiv, Bd. 2., 1923.

23. E. B. WETHERED: The Depths of the Sea in Past Epochs. Rep. British Assoc. Adv. Sci., 1896.

24. E. J. GARWOOD: On the Important Part played by the Calcareous Algae at certain Geological Horizons, with Special Reference to the Palaeozoic Rocks. Geological Magazine, New Ser., Dec. 5., vol. 10., 1913.

25. A. ROTHPLETZ: Über Algen und Hydrozoen im Silur von Gotland und Oesel. Kongl. Svenska Vetenskapsakademien Handlingar, Bd. 43., No. 5.

26. A. BROWN: On the Structure and Affinities of the Genus *Solenopora*, together with Descriptions of New Species. Geological Magazine, New Ser., Dec. 4., vol. 1., 1894.

27. R. H. TIDDEMAN: Roches carbonifères du sud des failles; — in: J. E. MARR et R. H. TIDDEMAN: La géologie de l'ouest du Yorkshire. Congrès Géologique international, Compte Rendu de la 4.-me session, Londres, 1888.; Rep. British Assoc. Adv. Sci. 1891.

28. J. E. MARR: On Limestone Knolls in the Craven District and elsewhere. Quarterly Journal of the Geological Society, vol. 55., 1899.

29. TH. FUCHS: Welche Ablagerungen haben wir als Tiefseebildungen zu betrachten? Neues Jahrbuch für Mineral. etc., Beilage Bd. 2., 1883.

30. A. ROTHPLETZ: Ein geologischer Querschnitt durch die Ostalpen. Stuttgart, 1894.

31. E. PHILIPPI: Über Dolomitbildung und chemische Abscheidung von Kalk in heutigen Meeren. Neues Jahrbuch für Mineral. etc., Sonderband 1907.

32. R. FISCHER-BENZON: Über das relative Alter des Faxekalkes und über die in demselben vorkommenden Anomuren und Brachyuren, Kiel, 1866.

33 J. W. GREGORY: Contributions to the Palaeontology and Physical Geology of the West Indies. Quarterly Journal of the Geological Society, 1895.

34. W. HILL: On the Minute Structure of some Coral Limestones from Barbados. Quarterly Journal of the Geological Society, vol. 47., 1891.

35. A. MICHALSKI: Sur la nature géologique de la chaîne de collines de Podolie, nommées „toltry". Bulletin du Comité Géolog. St. Petersbourg, vol. 14., 1895.

36. Yakovlew: Les récifs coralliens existent-ils dans le paléozoique? Bulletin du Comité Géolog. St. Petersbourg, vol. 30., 1911.

37. Th. W. Vaughan: Phisical Conditions under wich Paleozoic Coral Reefs were formed. Bull. Geolog. Soc. Americ., 1911.

38. C. Wiman: Über silurische Korallenriffe in Gotland. Bulletin of the Geolog. Instit. Univ. Upsala, vol. 3., pt. 2., no. 6.

39. A. W. Grabau: Paleozoic Coral Reefs. Bull. Geolog. Soc. Americ., vol. 14., 1903.

40. J. Walther: Geschichte der Erde und des Lebens. Leipzig, 1908.

41. H. Lotz: Die Fauna des Massenkalks der Lindener Mark bei Giessen. Schrift. Gesellsch. Beförd. Naturwiss. zu Marburg, Bd. 13., Abt. 7., 1914.

42. E. Dupont: Les îles corallines de Roly et de Philippeville. Bull. Mus. Roy. Hist. Nat. Belg., tome 1., 1882.

43. C. R. Stauffer: Geology of the Region around Hagersville. Canada, Department of Mines, Geological Survey, Guide Book No. 4., 1913.

44. K. Andrée: Verschiedene Beiträge zur Geologie von Canada. Schrift d. Naturhist. Gesellsch. Marburg., Bd. 13., Abt. 7., 1914.

45. T. C. Chamberlin: Geology of Wisconsin. Survey of 1873—77.

46. A. W. Grabau: Principles of Stratigraphy. New York, 1913.

47. Ch. D. Walcott: Second Contribution to the Studies of the Cambrian Faunas of North America. Bulletin of the U. S. Geological Survey, No. 30., 1886.

48. W. Deecke: Paläontologische Betrachtungen, V. Über Korallen. Neues Jahrbuch für Mineral. etc., 1913. II.

49. L. F. Pourtalès: Der Boden des Golfstromes und der Atlantischen Küste Nord-Amerikas. Petermann's Mitteilungen, 1879.

50. A. J. Jukes-Browne: The Building of the British Isles. London, 1911, 3rd edition.

51. N. Andrussow: Die fossilen Bryozoenriffe der Halbinseln Kertsch und Taman. Kijew, 1909—1911.

53. Th. Liebe: Ein Bryozoenriff. „Humboldt", 1883.

54. E. Ruebenstrunk: Über riffbauende Tiere und andere erdgeschichtliche Beobachtungen im Thüringischen Zechstein-Riffgebiet. Zeitschrift für Naturwissenschaften, 1915.

55. C. J. Sarle: Reef Structures in Clinton and Niagara Strata of Western New York. The American Geologist, vol. 28., 1901.

56. A. W. Grabau: Guide to the Geology and Paleontology of Niagara Falls and Vicinity. Bull. New York State Mus., No. 45., vol. 9., 1905.

57. M. E. Vadász: Magyarország mediterrán tüskebőrűi. Geologica Hungarica, I., 2.

58 T. Szalai: Adatok a harmadkori Crinoideák kérdéséhez. Daten zur Frage der Tertiärcrinoideen. Földtani Közlöny [Geologische Mitteilungen], 1925.

59. Th. Fuchs: Über ein neues Analogon der Fauna des Badener Tegels. Verhandlungen d. k. k. Geolog. Reichsanstalt, Wien., 1905.

60. J. Murray et A. E. Renard: Deep-Sea Deposits. Scientif. Results Challenger Exp., 1891.

61. J. Murray et E. Philippi: Grundproben der deutschen Tiefsee-Expedition 1898—1899., Bd. 10.

62. J. Lomas: On Deposits dredged by Professor Herdman in the Indian Ocean. Rep. British Assoc. Adv. Sci., 1902.

63. W. Deecke: Paläontologische Betrachtungen, VI. Über Foraminiferen. Neues Jahrbuch für Mineral. etc., 1914.

64. F. Chapman: Note on some Microscopic Fossils from the Chalk of Swanscombe. Proceedings of the Geologists Association, vol. 13., 1894.

65. G. F. Mathew: The Protolenus Fauna. New York Acad. Sci. Transactions, vol. 14., 1895.

66. J. Stanley-Gardiner: The Fauna and Geography of the Maladive and Laccadive Archipelagoes. Cambridge, 1903—1906.

67. Th. Fuchs: Über Pteropoden- und Globigerinenschlamm in Lagunen von Koralleninseln. Verhandlungen d. k. k. Geolog. Reichsanstalt, Wien, 1905.

VII. Die Zusammensetzung der fossilen Faunen.

Die in einer Schicht vorkommenden Fossilien entsprechen nicht völlig der Fauna und Flora, die an jenem Ort gelebt hat. Es bleibt nur ein gewisser, oft kleiner Teil der Lebewesen versteinert übrig und außerdem gelangen in das Sediment auch Fossilien, die nicht an der Stelle gelebt haben, wo sie jetzt zu finden sind.

1. Die Verteilung des Plankton.

Die planktonischen Tiere, die an der Oberfläche, bzw. in den oberen Schichten des Meerwassers leben, können in die Ablagerungen verschiedener Tiefen gelangen. Doch spielt das Plankton in den Seichtwasserablagerungen eine bedeutend kleinere Rolle als in der Tiefsee. Der überwiegende Teil des Plankton ist nämlich nicht immer in der Nähe der Wasseroberfläche, sondern sinkt auch bis in eine Tiefe von 400 m hinab. Wenn das Meer aber diese Tiefe gar nicht erreicht, dann findet es darin keine günstigen Lebensmöglichkeiten und meidet solche Gewässer. In die Ablagerungen der Flachsee gelangt es nur dort in größerer Anzahl, wo ein rascher Übergang vom tiefen Meer zum seichten, ev. zum Strand vorhanden ist (1). Da man überall unzweifelhaft beobachten kann, daß die heutigen Tiefseesedimente viel reicher an planktonischen Resten sind als die Flachseesedimente, dürfen auch diese Komponenten der fossilen Faunen nicht außer Acht gelassen werden, wenn sie auch nicht so wichtig sind, wie die benthonischen Fossilien.

2. Das Pseudoplankton.

Nicht nur die planktonischen Tiere können mit den Faunen, die an Ort und Stelle gelebt haben, gemischt werden, sondern auch Elemente des Benthos. Man beobachtete, daß gewisse Litoraltiere, Krebse, Schnecken, Bryozoen sich an die Seetange des Sargassomeeres anheften und so auf das offene Meer getragen werden, wo sie in die Tiefe sinken. Solche pseudoplanktonische Einmengsel kommen auch bei fossilen Sedimenten vor und wurden in den meisten Fällen sicher durch in das Meer getriebene Pflanzenreste ermöglicht. So sind die vielen Bohrmuscheln hauptsächlich mit dem Treibholz in die tieferen Ablagerungen des Londonclay gelangt. Nach J. WALTHER wurde auch *Pentacrinus*, auf Pflanzen geheftet, in gewisse Sedimente geschleppt (2).

3. Eingeschwemmte Flachseetiere in Sedimenten größerer Meerestiefen.

Es ist ein sehr selten vorkommender Fall, daß in einer Ablagerung zwei aus verschiedenen Tiefen stammende Faunen miteinander völlig gemischt zu finden wären. Zwei solche Fälle sind aus dem Obermediterran von Bocca d'asino (Italien) und Zebegény (Ungarn) bekannt. In beiden Sedimenten sollen der rasche Abfall des Meeresbodens und Strömungen ermöglicht haben, daß eine Flachwasserfauna der bodenständigen tieferen Fauna beigemengt wurde; die beiden Komponenten der sich jetzt im Sedimente befindenden Fauna lassen sich sehr gut trennen [s. eingehender bei dem Miozän].

4. Eingeschwemmte Flachwassersedimentmassen in den Sedimenten größerer Meerestiefen.

Eine andere Möglichkeit der Mischung verschiedener Faunen ist, wenn nicht nur die organischen Reste, sondern ganze Sedimentmassen aus der Flachsee in größere Tiefen hinabrutschen. TH. FUCHS hat solche Erscheinungen in dem Mediterran des Wiener Tertiärbeckens beobachtet, wo größere Gesteinsmassen aus den kalkigen Seichtwasserschichten in die Tiefe geglitten und als auffallend heterogene Elemente in den Tegelschichten zu finden sind (3 u. 4).

5. Massenhaftes Vorkommen einer Tierart oder mehrerer Arten.

Oft kommen gewisse Tierarten in einer Schicht massenhaft vor. Dies kann sehr verschiedene Ursachen haben.

a) MUSCHELBÄNKE.

Wenn eine Art irgendwo sehr günstige Lebensmöglichkeiten findet, dann kann sie so massenhaft gedeihen, daß sie die anderen Arten verdrängt, den Boden für sich selbst behauptet, ganze Bänke und Kolonien bildet. Solche Bänke kommen hauptsächlich in sehr seichtem Wasser vor. Sehr bekannt sind die Austernbänke, die ebenso häufig fossil, wie rezent sind [s. bei den Lebensgemeinschaften].

b) PLANKTONANHÄUFUNGEN.

Die planktonischen Tiere können sich beinahe ausschließlich auf dem Boden tieferer Meeresteile anhäufen. Der Grund dieser Anhäufung kann das Fernhalten des klastischen und chemischen Sediments und der Mangel an bodenbewohnender Fauna sein, da die hinabsinkenden Reste des Plankton die ganze Ablagerung oder einen großen Teil davon bilden können [z. B. Globigerinenschlamm]. Auch in Schichten, deren Ablagerung nicht zu langsam war, können die Planktontiere eine größere Zahl erreichen, wenn sie durch günstige Wasserbewegungen dorthin geschleppt werden. Für einen solchen Fall halte ich den globigerinenreichen Schlier von Donja Tuzla (Bosnien), wo die planktonischen Foraminiferen massenhaft vorkommen und gar nicht vorauszusetzen ist, daß der Tegel sich langsamer abgelagert hätte als normal [s. ausführlicher bei dem Miozän].

c) ANHÄUFUNG LEERER SCHALEN AM STRAND.

Im seichten Meere werden die Schalen der abgestorbenen Tiere durch die Wasserbewegungen [Wellenschlag, Ebbe und Flut, Strömungen] oft in großen Massen zusammengeschwemmt. Hauptsächlich ist es am Strand sehr auffallend, daß die Schalen von verschiedener Gestalt, Größe und Schwere separiert und in einer bestimmten Lage angehäuft werden. Die Erscheinung wurde an den heutigen Meeresufern gut studiert [s. z. B. J. WEIGELT (5)]. R. RICHTER hat die Lage der angehäuften Muschelschalen ausführlich beobachtet (6116-7): «Regelmäßig gebaute Muschelhälften, d. h. von Schüsselform mit in einer Ebene liegendem Rand, zeigen mit der Wölbung der Mehrzahl heute nach oben und fossil nach dem Hangenden. — Im Schill, in Konglomeraten und Riffkalken, im Byssusgespinst und in gespickten Geröllen liegen sie ungerichtet durcheinander. Die Lage gewölbt-unten ist von ihnen heute nur im Spülsaum bekannt und fossil nur ausnahmsweise zu erwarten, wo ein solcher Spülsaum erhalten ist. — Abwei-

chend gebaute Muscheln können sich abweichend verhalten. Z. B. zeigen Schalen mit stark übergreifendem Wirbel oder mit einem Höhlung beim Aufliegen nicht abschließenden Rand mitunter mit der Wölbung der Mehrzahl nach dem Liegenden.»

Bei Fossilien hat dies z. B. B. von Freyberg (7) in der germanischen Trias studiert. Er beschrieb das Vorkommnis von Lieskau bei Halle, wo in einem Horizonte die Gervillien, darüber aber die Myophorien angehäuft werden. Er schreibt (7239): « Die Myophorien liegen mit der Außenfläche nach oben, die Gervillien jedoch umgekehrt. Dies ist zunächst überraschend. Die Schale von *Gervillia* hat jedoch einen wellig gebogenen, auf- und absteigenden Rand und dessen Unterstützpunkte liegen so ungünstig zum Schwerpunkt, daß die Schalenhälfte in umgekehrter Stellung fester liegt.» Diese bodenfremden Fossilbänke sind von den bodenständigen leicht zu unterscheiden. Die letztgenannten «sind kenntlich an ihrer Mischfauna, die Schalen liegen ohne gesetzmäßige Orientierung in allen Größenverhältnissen durcheinander, vielfach in der Stellung, die das lebende Tier einnahm, Muscheln und Brachiopoden sind oft zweiklappig. Daß diese Bänke sich auf weitere Erstreckung verfolgen lassen, darf nicht wundernehmen.»

Die Stellung der Schalen ist hauptsächlich nur am Ufer so regelmäßig. Die Schalen häufen sich aber auch in etwas größeren Tiefen an, wie z. B. bei Helgoland, wo die leeren Schalen an die stilleren Teile des Bodens geschwemmt werden (sog. Schill) (8).

* * *

LITERATUR.

1. Th. Fuchs: Über die pelagische Flora und Fauna. Verhandlungen d. k. k. Geolog. Reichsanstalt, Wien, 1882.

2. J. Walther: Über die Lebensweise fossiler Meerestiere. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 1897.

3. Th. Fuchs: Über eigentümliche Störungen in den Tertiärbildungen des Wiener Beckens und über eine selbständige Bewegung loser Terrainmassen. Jahrbuch d. k. k. Geolog. Reichsanstalt, Wien, 1862.

4. Th. Fuchs: Über die Kräfte, durch welche die Meeressedimente von der Küste gegen die Tiefe zu bewegt werden. Verhandlungen d. k. k. Geolog. Reichsanstalt, Wien, 1877.

5. J. Weigelt: Angewandte Geologie und Paläontologie der Flachseegesteine und das Erzlager von Salzgitter. Fortschritte der Geologie und Paläontologie, 1923.

6. R. Richter: Flachseebeobachtungen zur Paläontologie und Geologie, III.—VI. Senckenbergiana, Bd. 4., 1922.

7. B. Freyberg: Der Aufbau des unteren Wellenkalks im Thüringer Becken. Neues Jahrbuch für Mineral. etc. Beilage Bd. 45., 1922.

8. F. Heincke: Die Mollusken Helgolands. Wissenschaftliche Meeresuntersuchungen, Neue Folge, Bd. 1., 1896.

VIII. Die Tiefenzonen.

Die Zonengliederung, der ich mich in dieser Arbeit bediene und in die ich die verschiedenen Fazies einteile, ist folgende:

Litorale Region
Neritische Region 1. oder seichtere Zone
2. „ mittlere „
3. „ tiefere „
Bathyale Region seichtere Zone
tiefere „
Abyssische Region.

Die litorale Region soll bis dorthin gerechnet werden, wo noch ein bedeutenderer Wellenschlag vorhanden ist, der die Fauna, bzw. einen Teil der Fauna nötigt, sich durch Anheften oder Einbohren in den Boden gegen das Fortschwemmen zu wehren.

Die neritische Region wird vom Litoral bis zu einer Tiefe von 200 m gerechnet. Es gibt hier natürlich keine scharfe Grenze; oft ist nicht leicht zu entscheiden, ob eine Fazies hier oder bei der bathyalen Region einzuteilen ist. So ist die Entscheidung sehr schwer, wenn z. B. in einem sandig-tonigen Sedimente neben mehreren syphonostomen Schnecken auch die größeren Flachwassermuscheln eine Rolle spielen und in der hauptsächlich aus Globigerinen, Nodosarien und Cristellarien zusammengesetzten Foraminiferenfauna auch die großen Polystomellen, Amphisteginen und Nummulinen vorkommen. In solchen Fällen folge ich immer dem Prinzip die betreffenden Fazies, wenn der wahrscheinliche Fehler, der bei der Einteilung in die neritische oder in die bathyale Region begangen würde, gleich zu sein scheint, immer in die letztere einzuteilen. Zu der neritischen Region gehören nämlich auch ohnehin weit mehr Fazies, als zu der bathyalen und in dieser werden auch die neritisch—bathyalen Übergangsbildungen nicht so sehr von den typischen bathyalen abweichen, wie die verschiedenen neritischen Fazies untereinander.

In die seichtere Zone des Neritikums teile ich jene Tiefen ein, die

das intensive Pflanzenleben bevorzugte. Die untere Grenze kann in einer Tie e von 50—80 m gezogen werden. Die typischen Lebensgemeinschaften dieser Zone sind die Kalkalgenkolonien und Korallenriffbildungen; die Bryozoen- und Serpulenriffe gehören auch hierher. In der mittleren Zone nimmt das Pflanzenleben sehr ab, doch kann es noch nicht außer Acht gelassen werden [z. B. die miozänen Bryozoensande des Cserhát-Gebirges]. Die Lebensgemeinschaften der kalkig-sandigen Bryozoenbildungen gehören hierher. Sie enthalten oft eine bedeutende Kalkalgenflora, doch zeigen hauptsächlich ihre Übergänge in die tieferen Fazies wohl, daß sie nicht an die seichtesten Fazies gebunden werden können. Die nächste gut charakterisierte Lebensgemeinschaft ist die der Pleurotomeentone, die schon in die bathyale Region gehört. Die tieferen Teile der neritischen Region, wo es kein bedeutendes Pflanzenleben mehr gibt, können nur dadurch charakterisiert werden, daß hier neben den neritischen viele bathyale Arten vorkommen. Wie die untere, läßt sich auch die obere Grenze dieser Zone mangels gut erkennbarer Lebensgemeinschaften schwer bestimmen. Die Ablagerungen der zweiten neritischen Zone, [wenn sie nicht eben Bryozoensande sind], können von diesen nur ganz subjektiv unterschieden werden: in der mittleren Zone sollen die Arten, die auch in der [gut erkennbaren] seichteren Zone vorkommen, zahlreicher, die bathyalen Arten aber viel seltener sein, als in der tieferen neritischen Zone.

Der seichtere Teil der bathyalen Region enthält die Pleurotomeentone, die kaum zu verkennen sind; aber auch die Faunen anderer gleich tiefer Fazies sind denen der Pleurotomeentone so ähnlich, daß sie die Übereinstimmung leicht feststellen lassen; so z. B. im Miozän die nicht viele Schnecken, aber zahlreichere Muscheln und Foraminiferen enthaltenden Tegelschichten [s. z. B. Mecsek-Gebirge]. Es gibt einige bathyale Bildungen, die sich in noch größeren Tiefen gebildet haben können als die Pleurotomeentone; so z.B. der Schlier (Mediterran). Nur selten findet man darin reichere Makrofaunen und beinahe keine in auch geringeren Tiefen vorkommenden Elemente. Fauna und Gestein sind am meisten dem heutigen «blue mud» [Blauer Schlick] ähnlich und darum, den bathymetrischen Verhältnissen des Blauen Schlicks entsprechend, sollen sie in die tiefere bathyale Zone eingeteilt werden.

In einigen kainozoischen Schichten befinden sich kaum andere Fossilien als die in gesteinsbildenden Massen angehäuften planktonischen Reste. Diese sollen die abyssische Region vertreten. So z. B. der viel besprochene

Globigerinenmergel von Barbados. Ob hier aber eine Tiefe von 5000 m oder eine kaum über 1000 m vorauszusetzen ist, ist schwer zu entscheiden

---

Anhang.

Das wiederholte Wechseln dünner Schichten von verschiedenen petrographischen Charakteren machte den Faziesforschern oft Sorgen. So fand man kaum eine befriedigende Lösung der Entstehung der mit tonigen Zwischenlagen wechselnden Lithographkalke von Solnhofen etc. [s. J. WALTHER (1), A. ROTHPLETZ (2), J. SCHWERTSCHLAGER (3), O. ABEL (4)]. Am schwersten war jedoch die Frage bei den Radiolariten und «Tiefseetonen», wo tonige und kieselige Schichten miteinander oder Radiolaritbändchen mit Sandstein wechsellagern. (5, 6 u. 7). Da die Radiolarite beinahe immer in der Nähe der ophiolithischen Massengesteine vorkommen, dachte man auf eine Entstehung infolge chemischer Vorgänge, also nicht in ähnlicher Weise, wie in der heutigen Tiefsee [s. z. B. W. SEIDLITZ (8), A. J. JUKES-BROWNE (9), E. NOWACK (10) und bei dem letzteren zitiert (10₂₆₇): NEUMAYR, PHILIPPSON, KOSSMAT]. W. D. LANG (11) und E. F. DAVIS (6) versuchten schon eine Erklärung dieser eigentümlichen Schichtung durch die Diagenese, doch erst nach E. WEPFER's neuesten Studien (12) steht diese Frage klar. Seine Ergebnisse möchte icht hier nicht wiederholen, nur bemerken, daß eine nachträgliche Entstehung dieser Schichtungen, infolge der Diagenesis, unbedingt möglich ist und dies muß bei den Faziesforschungen im Auge behalten werden.

* * *

LITERATUR.

1. J. WALTHER: Die Fauna der Solnhofener Plattenkalke bionomisch betrachtet. HAECKEL-Festschrift, Jenaische Denkschriften, 1904.

2. A. ROTHPLETZ: Über die Einbettung der Ammoniten in die Solnhofener Schichten. Abhandlungen d. königl. Bayr. Akademie d. Wissensch. II. Kl., Bd., 24., Abt. 2., 1909.

3. J. SCHWERTSCHLAGER: Die lithographischen Plattenkalke des obersten Weissjura in Bayern. München, 1919.

4. O. ABEL: Lebensbilder aus der Tierwelt der Vorzeit. Jena, 1922.

5. G. STEINMANN: Geologische Beobachtungen in den Alpen. II. Die SCHARDT'sche Überfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabsätze und der ophiolithischen Massengesteine. Berichte d. Naturforsch. Gesellsch. Freiburg i. Br., Bd. 16., 1906.

6. E. F. Davis: The Radiolarian Cherts of the Franciscan Group. University of California Publications, Bulletin of the Department of Geology, Vol. 11., No. 3., 1918.

7. W. Deecke: Faziesstudien über europäische Sedimente. Berichte d. Naturforsch. Gesellsch. Freiburg i. Br., Bd. 20., 1913—14.

8. W. Seidlitz: Geologische Untersuchungen im östlichen Rätikon. Berichte d. Naturforsch. Gesellsch. Freiburg i. Br., Bd. 16., 1906.

9. A. J. Jukes-Browne: The Building of the British Isles. 3rd edition, London, 1911.

19. E. Nowack: Beiträge zur Geologie von Albanien. Neues Jahrbuch f. Mineral. etc., Sonderband 1923.

11. W. D. Lang: The Geology of the Charnmont Cliffs, Beach and Fore Shore. Proceed. Geologists Assoc., vol. 25., 1913.

12. E. Wepfer: Über die Entstehung von Schichtung. Zeitschrift der Deutschen Geol. Gesellsch. Monatsberichte, 1926.



SPEZIELLER TEIL.

Die Faziesverhältnisse der einzelnen kainozoischen Bildungen behandle ich in einer Ordnung von den jüngsten an zu den älteren. Dies ist in den Faziesstudien viel praktischer als die in der Stratigraphie gebrauchte umgekehrte Reihenfolge. Denn wir gehen in den Vergleichen von den heutigen Verhältnissen aus, denen aber am meisten die Verhältnisse der jüngsten geologischen Perioden ähnlich sind; später kommen immer mehr von den rezenten abweichende Eigenschaften dazu, die z. T. aus den der näheren geologischen Alter zu erklären sind. Da aber meine Faziesstudien nicht in dieser Ordnung durchgeführt worden sind, wird es nicht immer leicht zu durchschauen sein, wie ich stufenweise zu den hier angegebenen Resultaten gelangt bin. Ebenso ist es bei der Anordnung der Besprechung der einzelnen Fazies vom Ufer zur Tiefe. Doch war ich der Meinung, daß die Durchsichtigkeit der Resultate ebenso wichtig ist und habe so diese Anordnung beibehalten, da die Methoden im allgemeinen Teil ohnehin zu finden sind.

In der paläontologischen Nomenklatur gebrauche ich nicht die neuesten Synonymen, sondern immer die Namen, die bei den zitierten Autoren vorkommen, da ich in einem nicht paläontologischen Werke die Klarheit der systematischen Präzisität vorziehen möchte. Auf die Anordnung der Gattungen in den Faunenlisten habe ich kein großes Gewicht gelegt, da in dieser Hinsicht nicht die mindeste Einigkeit unter den Fachleuten herrscht.

Kainozoikum.

PLEISTOZÄN.

Die uns zugänglichen pleistozänen Ablagerungen zeigen im allgemeinen, daß die Meeresablagerungen in dieser Periode den heutigen sehr ähnlich sind. Ein so reiches Material wie aus den älteren Perioden steht nicht zur Verfügung, denn tiefere Meeresboden wurden seit dem Pleistozän nicht über den Meeresspiegel gehoben und entziehen sich daher der Beobachtung.

Nordwesteuropa.

Unter den Pleistozänschichten von Nordwesteuropa findet man die rezenten Seichtwassersedimenttypen derselben Gegend beinahe unverändert. Die gehobenen Muschelbänke an den Kontinentenrändern sind gewöhnlich Litoralbildungen. Häufig sind solche an den Küsten Norwegens zu finden (1, 2 u. 3). Th. Fuchs unterscheidet unter diesen Muschelbänken Litoralbildungen und Tiefseebildungen (1517): « Die Litoralbildungen liegen stets höher am Ufer, werden von gröberen Materialien gebildet und enthalten in großer Menge die gewöhnlichen Strandconchylien:

Mya truncata	*Patella vulgaris*
„ *arenaria*	*Natica clausa*
Tellina solidula	*Buccinum groenlandicum*
Cardium edule	„ *undatum*
Mytilus edulis	*Balanus porcatus*
Litorina litorea	„ *crenatus.* »

Diese Litoralfauna stimmt mit den rezenten völlig überein und so ist ihre Fazies nicht bestreitbar. Die in einem tieferen Niveau liegenden, tonigen Schichten enthalten dagegen eine weniger charakteristische Fauna, die Th. Fuchs für eine Tiefseefauna hielt (1517):

Tiefseekorallen *(Oculina)*	*Yoldia pygmaea*
Waldheimia septigera	*Leda pernula*
Rhynchonella psittacea	*Nucula tenuis*
Isocardia cor	*Arca raridentata*
Cardium elegantulum	*Dentalium abyssorum*
Neaera cuspidata	*Syphonodentalium viteum*
Yoldia arctica	*Ophiura sarsii.*
„ *intermedia*	

Wenn wir aber diese Fauna mit den rezenten Faunen der Ost- und Nordsee vergleichen, dann sehen wir, das sie den mittleren Teilen der neritischen Region und keineswegs einer Tiefsee entspricht. Übrigens bezeichnet TH. FUCHS solche Tiefen [ca. 100 m] schon als « Tiefsee ».

H. MUNTHE (4) beschreibt Meeresfaunen aus den tonigen Interglazialschichten von Schottland. So bei Cleongart:

Ostrea edulis L.	*Venus gallina* L.
Anomia ephippium L.	„ *ovata* PENN.
Pecten opercularis L.	*Tellina calcarea* CHEMN.
„ *islandicus* MULL.	„ *baltica* L.
„ *maximus* L.	*Saxicava rugosa* L.
Mytilus edulis L.	*Mya truncata* L.
Yoldia lenticula FABR.	*Trophon truncatus* STRÖM.
„ *pernula* MULL.	*Purpura lapillus* L.
Nucula sp.	*Fusus contrarius* L.
Astarte banksii LEACH.	*Buccinum undatum* L.
„ *borealis* CHEMN.	*Natica groenlandica* BECK
„ *elliptica* BROWN	„ *clausa* BROD. et SOW.
Montacuta bidentata MONT.	*Bela turricula* MONT.
Cardium norvegicum SENGL.	*Litorina litorea* L.
„ *fasciatum* MONT.	„ *rudis* MAT.
„ *exiguum* GMEL.	*Hidrobia ulvae* PENN.
„ *edule* L.	*Turritella terebra* L.
„ *tuberculatum* L.	*Trochus timidus* MONT.
Cyprina islandica L.	*Dentalium entalis* L.

MUNTHE bestimmt die Tiefe dieser Ablagerung wegen des Vorkommens der beiden *Yoldia*-Arten in ca. 40 m. Mir scheint dies doch keine so große Tiefe zu beweisen, da die übrigen Arten im seichtesten Wasser leben. Die Tiefe von 40 m gehört aber auch in die seichtere neritische Zone, in die ich diese Ablagerung einreihe; diese Fauna entspricht vollkommen einer aus der genannten Tiefe der Nordsee.—In diesem Seichtwassersedimente findet sich eine Foraminiferenfauna, die zur Hälfte aus Flachseearten, zur Hälfte aus den Arten, die auch im tieferen Neritikum heimisch sind, zusammengesetzt ist. Dies Beispiel zeigt, daß das fossile Vorkommen der Foraminiferen ebensowenig oder noch weniger charakteristisch für die Tiefenverhältnisse ist als in der Jetztzeit. Nur in jenem Falle dürfen die Foraminiferen als Tiefseebeweise vorgebracht werden, wenn in einer Ablagerung

massenhaft große Flachseearten oder ausschließlich Tiefseearten vorkommen.

Auch die Angaben F. ANDERSSON's (5) zeigen, daß die pleistozänen Fazies mit den rezenten übereinstimmen. Die Foraminiferenfaunen der seichten neritischen Ablagerungen sind aber auch hier so gemischt, wie im vorigen Beispiele.

Korallenriffe von Barbados.

Unter den tropischen Pleistozänbildungen sind die Korallenriffe der Aufmerksamkeit wert. Solche finden sich z. B. an der Insel Barbados [Westindien].

Die Oberfläche der Insel wird zum großen Teil von pleistozänen Korallenriffen bedeckt (6). Die Korallengesteine erreichen eine Dicke von 260 Fuß. Am unteren Teile bestehen sie gewöhnlich aus Korallendetritus und anderem kalkigem Detritus und erst auf diesem lagern die eigentlichen Riffbauten. Unter den Riffgesteinen unterscheiden JUKES-BROWNE und J. B. HARRISON (6223-224) drei Arten : 1) das eigentliche, aus Korallen und Korallentrümmern gebildete Riffgestein, 2) die Lagunenablagerung, die außer den Korallentrümmern viele andere Kalkreste, z. B. von Mollusken, Echinodermen und Foraminiferen enthält und ursprünglich eine losere Textur hatte, 3) die an der Außenseite der Riffe unter dem starken Wellenschlag entstandenen, oft breccienartigen Trümmergesteine, die aus dem von den Riffen abgerissenen Material bestehen. W. HILL beschrieb (7) unter diesen Gesteinsarten einen Granularkalk, in dem massenhaft Amphisteginenschalen vorkommen. Darüber schreibt BRADY (7247): «The prevailing foraminifer is *Amphistegina lessonii* D'ORB.; it is a fine example of *Amphistegina* rock, the shells now being mingled with coralsand and the deposit formed in shallow water, at not more than 8 fathoms and probably less then one.» Dies soll eine übertriebene Genauigkeit sein und entbehrt jeden Grund: petrographische Tiefenbestimmungen können keine solche Genauigkeit erreichen und faunistisch wird diese Behauptung ebenso wenig bestätigt, denn das massenhafte Vorkommen der Amphisteginen beweist keine kleinere Tiefe als die der Riffkorallen, es ist in der ganzen seichteren neritischen Zone möglich. Z. B. gibt es bei St. Vincent in einer Tiefe von 7—12 Faden eine Ablagerung, die zu zwei Drittel aus *Amphistegina lessonii* D'ORB. besteht.

Die reiche Korallenfauna der Riffe s. im Allg. Teile, Kap. VI. Die Mollusken sind für die Fazies auch sehr bezeichnend; es können die folgenden genannt werden (6 u. 9):

Lucina columbella	*Cassis flammea*
„ *(Codakia) costata*	*Strombus gigas*
Capsa deflorata	*Murex messorius*
Barbatia sp.	*Coralliophila costata*
Cypraea spurca	„ *abbreviata*
Pollinices porcellanea	*Littorina ahena*
Natica maroccana	*Fissurella reticulata*
Cerithium pl. sp.	*Patella* sp.

* * *

LITERATUR.

1. Th. Fuchs: Welche Ablagerungen haben wir als Tiefseebildungen zu betrachten? Neues Jahrbuch für Mineral. etc., Beilage Bd. 2., 1883.

2. Sars: Fossilie dyrlevningar fra Kvartaerperioden. Universitätsprogramm 1865.

3. Sars—Kjerulf: Jagtagelser over den postpliocene eller glaciale formation. Universitätsprogramm 1860.

4. H. Munthe: On the Interglacial Submergence of Great Britain. Bulletin of the Geolog. Instit. Univ. Upsala, vol. 3., 1897—98.

5. F. Andersson: Über die quartäre Lagerserie des Ristinge Klint auf Langeland. Bulletin of the Geolog. Inst. Univ. Upsala, vol. 3., 1897—98.

6. A. J. Jukes-Browne et J. B. Harrison: The Geology of Barbados I. The Coral-Rocks of Barbados and other West Indian Islands. Quarterly Journal of the Geological Society, vol. 47., 1891.

7. W. Hill: On the Minute Structure of some Coral Limestones from Barbados Quarterly Journal of the Geological Society, vol. 47., 1891.

8. J. Murray et A. F. Renard: Deep-Sea Deposits. Scient. Results, Challenger Exped. 1891.

9. J. W. Gregory: Contributions to the Palaeontology and Physical Geography of the West Indies. Quarterly Journal of the Geological Society, 1895.

PLIOZÄN.

Literaturangaben.

Betrachten wir die bisherigen wichtigeren Literaturangaben über die Fazies verschiedener Pliozänschichten. Nur jene Angaben möchte ich hier besprechen, die einerseits original sind, andererseits keine allgemeinen «Feststellungen» sind, die sich aus Mangel an beweisendem Material nicht kontrollieren lassen.

J. Seguenza (1) führt im Pliozän (und Miozän) von Messina die Brachiopoden und Foraminiferen als Beweise einer Tiefseenatur im Gegensatz zu den molluskenführenden Flachseeschichten an. Später (2) erweiterte er die Faziesbestimmungen auch auf andere Bildungen. Er bediente sich jedoch nur einer bestimmten Folgerung: daß die Einzelkorallen, Brachiopoden und Pteropoden enthaltenden Schichten Tiefseebildungen sind. Die Unterscheidungen anderer Bildungen sind unklar und willkürlich. Er unterschied nur Litoral und Tiefsee und einige Faunen bezeichnete er als «gemischt». Alle diese Prinzipien. sind falsch: Einzelkorallen und Brachiopoden können nicht als Tiefseetiere den Mollusken gegenübergestellt werden, ihr Fehlen deutet nicht auf das Litoral; die Sedimente können nicht in zwei Gruppen, litorale und die der Tiefsee eingeteilt werden; die weder litoralen noch Tiefseefaunen sind nicht unbedingt gemischt [s. Allg. Teil].

C. de Stefani und D. Pantanelli (3) gaben in ihrer paläontologischen Arbeit eine treffliche Zusammenfassung der Verteilung der Mollusken in verschiedenen pliozänen Fazies von Siena.

Th. Fuchs hielt (4) die von G. Ponzi (5) beschriebene Fauna des Vatikaner Mergels für der des pliozänen Schliers entsprechend, also für tiefbathyal. «Der Gesamthabitus der Fauna erinnert in so auffallender Weise an die Fauna des Schliers, daß man im ersten Augenblicke unwillkürlich diese Formation vor sich zu haben glaubt. So findet sich hier eine große *Solenomya*, welche ich nicht von der *Solenomya doderleini* des Schliers zu unterscheiden vermag, ein glatter *Pecten*, welcher dem *Pecten denudatus* sehr nahe steht, ein kleiner *Axinus*, ähnlich dem *Axinus sinuosus* des Schliers; so finden sich ferner mehrere Pholadomyen-, Lucinen-, Dentalien-, Pleurotomen-, Solarien-, *Natica*-, *Corbula*-, *Leda*-, *Nucula*- und *Limopsis*-Arten, sowie schließlich ein Heer von Einzelkorallen, von Pteropoden und Heteropoden, eine Sepia und an der Stelle der *Aturia aturi* zwei Argonauten.» Diese Ähnlichkeiten sind unbestreitbar und so muß auch die bathymetrische Übereinstimmung beider Bildungen angenommen werden; doch ist zu bemerken, daß es in der von Ponzi beschriebenen Fauna auch einige in diese Fazies nicht passende Fossilien gibt.

E. Nyst (6) schrieb unter den Pliozänschichten Belgiens den jüngeren eine Entstehung in ganz seichtem, den älteren eine in etwas tieferem Wasser zu. Die Fauna des *Trophon antiquatus*-Sandes zeigte mechanische Verletzungen, die auf den starken Wellenschlag deuten sollten. Die Fossi-

lien des *Isocardia cor*-Sandes von Antwerpen befinden sich aber «in situ», die beiden Schalenhälften der Muscheln sind oft beisammen und im Gesteine fehlen Schotter und gröbere Trümmer. — Solche Beweisführungen habe ich nicht angenommen [s. Allg. Teil, Kap. V. A.]; übrigens ist es doch auch den Faunen nach wahrscheinlich, daß das Niveau des *Trophon antiquatus* zu den seichtesten neritischen Bildungen, der Isocardiensand aber etwas tiefer, vielleicht in die mittlere neritische Zone gehört.

Die Faziesstudien von C. de Stefani (7) sind von großer Bedeutung [s. auch bei dem Miozän]. Die Fazies bestimmt er mit Hilfe trefflicher Vergleichungen mit den rezenten Faunen. In die litorale und Laminarienzone [neritisch] reihte er den größten Teil des Astien, in die « coralligène » Zone [seichteres Bathyal] das Plaisancien, in die abyssische Zone [tieferes Bathyal] den Vatikaner Mergel und das untere Astien von Seguenza [p. pte].

É. Haug (7a) äußert sich über die Faziesverhältnisse mehrerer Pliozänbildungen, doch sind seine Behauptungen entweder gar nicht, oder nur unzureichend begründet, oder von anderen Autoren übernommen. Er bezeichnet z. B. die blauen Tone von Biot (7a1619) [Alpes Maritimes, Plaisancien] als eine bathyale Bildung; die Fauna mit *Ostrea cochlear, Pecten cristatus, Limopsis, Corbula gibba, Natica helicina, Turritella subangulata, Chenopus, Pleurotoma* pl. sp. spricht wirklich für diese Tiefe. Dieselbe Fazies wird wahrscheinlich auch durch die meisten Plaisancientone des Rhône-Tales vertreten (7a1618), deren Fauna aber schon mehrere neritische Elemente enthält. Daselbst sind die Sedimente seichterer Meeresteile z. T. als «faluns» ausgebildet.

Die Literatur über die Cragbildungen gebe ich bei der Beschreibung der einzelnen Cragfazies an.

Die Faziesverhältnisse des Englischen Crag.

Die Pliozänschichten von Nordwesteuropa sind den dortigen rezenten Ablagerungen sehr ähnlich und so sind ihre Faziesverhältnisse leicht zu bestimmen. Die Lebensgemeinschaften sind den heutigen so ähnlich, daß man sie ohne weitgehende paläobiologische Analysen erkennen und so die bathymetrischen Verhältnisse gleich bestimmen kann. Es ist nur bedauerlich, daß diese Ablagerungen ausschließlich die der Flachsee sind: litorale, seichtere und mittlere neritische Sedimente und nie die tiefere Zone der neriti-

schen Region oder noch größere Tiefen erreichen. Diese letztgenannten Fazies des Pliozäns können also hier nicht, sondern nur in Südeuropa studiert werden.

Im folgenden behandle ich die Fazies der Pliozänschichten der südöstlichen Küsten Englands, des sog. Crag Sie enthalten reiche Faunen, lassen sich in mehrere Horizonte gliedern und sind geologisch und paläontologisch ausführlich bearbeitet; sogar ihre Faziesverhältnisse waren bereits ziemlich gut bestimmt.

a) NORDLICHER TYPUS.

Die Faunen der jüngeren Cragschichten enthalten beinahe ausschließlich nördliche Elemente und sind denen der Nordsee am ähnlichsten.

1) Die jüngsten Meeresschichten des Crag gehören zu dem Norwich Crag und dem Weybournian. Eine charakteristische Fauna des Norwich Crag ist die des Sandes und Tones bei Sherringham (8460):

Cardium edule L.
„ *groenlandicum(?)* CHEMN.
Cyprina islandica L.
Astarte compressa MONT.
„ *borealis* CHEMN.
Mya arenaria L.
Leda lanceolata SOW.
Mactra subtruncata COSTA.
Nucula cobboldiae SOW.
Tellina balthica L.
„ *lata* GMELL.
Tellina obliqua SOW.
Pholas crispata L.
Saxicava rugosa L.
Venus fasciata COSTA
Buccinum undatum L.
Helix hispida (?)
Littorina rudis L.
„ *littorea* L.
Natica helicoides JOHNST.
Purpura lapillus L.
Balanus crenatus BRAG.

Diese Fauna zeigt keine Abweichung von den rezenten seichten neritischen, sogar litoralen Ablagerungen der Nordsee; sie muß also unter ganz ähnlichen physischen Verhältnissen entstanden sein.

2) Eine lokale Ausbildung des oberen Red Crag ist der Chillesford Clay. Eine Fauna dieses Tones bei den Klippen von Easton Bavent [nach C. REID und J. PRESTWICH] (9133):

Buccinum undatum L.
Littorina littorea L.
Natica cirriformis SOW.
Purpura lapillus L.
Turritella communis RISSO
Astarte compressa MONT.
Cardium edule L.
Cyprina islandica L.
Leda myalis COUTH.
Lucina borealis L.
Mactra ovalis
„ *subtruncata* COSTA

Mytilus edulis L.	*Tellina lata* Gmell.
Nucula cobboldiae Sow.	„ *obliqua* Sow.

J. Prestwich hielt (8355) diese Schichten für die Ablagerungen größerer Tiefen als den normalen Red Crag, weil das Sediment sehr fein tonig ist und die Muscheln oft mit beiden geschlossenen Klappen in der ursprünglichen Stellung darin zu finden sind. Diese Folgerung nimmt aber auch F. W. Harmer (10) nicht mehr an, denn seiner Meinung nach können solche feine tonige Sedimente auch in Ästuarien abgelagert sein. Ich selbst halte die Folgerung wegen paläontologischer Gründe für nicht stichhaltig: die Mehrheit der Fauna entspricht der der seichteren neritischen Zone der Nordsee und es gibt keine einzige Form darin, die eine größere Tiefe vorauszusetzen zwänge. Die doppelklappige Erhaltung beweist nicht das Fehlen der Wasserbewegung und so die Tiefe, sondern die sich eingrabende Lebensweise der betreffenden Mollusken, was aber hauptsächlich in dem seichtesten Wasser vorkommt. F. W. Harmer führt als die wichtigsten Arten des Chillesfordian die folgenden an (11723):

Turritella terebra L.	*Cardium edule* L.
Natica catena Costa	„ *groenlandicum* Chemn.
Leda oblongoides Wood	*Mactra ovalis* Sow.
„ *lanceolata* Sow.	*Tellina lata* Gmell.
Nucula cobboldiae Sow.	„ *obliqua* Sow.
„ *tenuis* Mont.	*Mya truncata* L.

Diese Fauna ist eine ausgesprochen strandnahe.

3) Der eigentliche Red Crag enthält schöne, reiche Faunen, die mit den heutigen litoralen und seichten neritischen Faunen so übereinstimmen, daß diese Bildung immer als die eines ganz seichten Wassers [l. neritische Zone] anerkannt wurde.

J. Prestwich beschreibt mehrere Lokalitäten des Red Crag, so bei Aldborough (8332):

	beim Gaswerk	1 Meile W vom Dorf
Cardium edule L.	+	
Leda myalis Couth.		+
Cyprina islandica L.	+	
Lucina borealis L.	+	+
Mactra ovalis Sow.	+	+
„ *subtruncata* Costa	+	
Mya truncata L.		+

	beim Gaswerk	1 Meile W vom Dorf
Mya arenaria L.	+	
Mytilus edulis L.	+	+
Pecten opercularis L.	+	+
Pectunculus glycimeris L.	+	
Tellina obliqua Sow.	+	+
„ *praetenuis* Leath.	+	+
Calyptraea chinensis L.		+
Buccinum undatum	+	
Littorina littorea L.	+	
Natica hemiclausa Sow.		+
Purpura lapillus L.	+	+
Scalaria clathratula Adams.		+
Trophon antiquum L.	+	
Turritella communis Risso	+	+
Balanus crenatus Bl.	+	+
Echinocyamus pusillus		+

Größtenteils besteht aus anderen Arten, doch entspricht derselben Fazies eine Red Crag-Fauna von Easton Bavent (8345—346):

Abra ovalis Wood
Artemis (Dosinia) lincta Pult.
Astarte borealis Chemn.
„ *compressa* Mont.
Circe minima Mont.
Corbula striata (gibba) Olivi
Nucula cobboldiae Sow.
Pecten opercularis L.
Buccinum tenerum
Natica catena Costa
Purpura lapillus L.
Trophon antiquum L.
Conovulus pyramidalis Sow.

Diese Faunen enthalten nur nördliche Elemente; in den folgenden treten auch schon solche auf, die heute nur in den südlichen Meeren leben.

b) GEMISCHTER TYPUS.

1. Von den jüngeren Cragschichten zu den älteren vermehren sich immer die südlichen Tierarten [s. F. W. Harmer (**11**)]. In dem Coralline Crag spielen sie eine bedeutende Rolle und zeugen dafür, daß hier seit dieser Zeit eine Klimaänderung stattgefunden hat. In diesen Horizonten finden wir weder die Lebensgemeinschaften der Nordsee noch die des Mittelländischen Meeres. Darum läßt sich die Fazies nicht so leicht erkennen.

J. Prestwich (8) stellte die Mollusken und Brachiopoden der Coralline Crag-Fauna in einer Liste zusammen, in der die Tiefenverbreitung der Dauerformen angegeben ist. Er unterschied 5 bathymetrische Zonen: litorale, Laminarien- und Corallinenzone, Tiefsee bis 1200 Fuß hinab und Tiefsee tiefer als 1200 Fuß. Mit Hilfe der unter Allg. Teil, Kap. V. B. 1. behandelten Methode folgerte ich rein numerisch aus diesen Angaben auf die Tiefe, in der diese Bildung zur Ablagerung gekommen sein soll. Das Vorkommen in den einzelnen Tiefenzonen bezeichnete ich mit den Zahlen 1=Litoral, 2=Laminarienzone, 3=Corallinenzone, 4= bis 1200 Fuß, 5=noch tiefer. [Übrigens entsprechen diese Zonen ungefähr meinen Tiefenzonen, 2., 3. und 4., den drei neritischen Zonen und 5. der bathyalen Region]. Ich berechnete so den mathematischen Mittelwert dieser Verbreitungszahlen und das Ergebnis war genau 3, was also der Corallinenzone entspricht, d. h. der mittleren neritischen Zone. So weit die Lebensgemeinschaften, die Vergleichungen mit anderen fossilen Sedimenten eine Aufklärung geben, stimmen sie mit diesem Resultat überein; die große Rolle der Bryozoensedimente im Coralline Crag spricht auch für mittlere neritische Tiefen. Wenn auch die alten Faunen von Prestwich ergänzt oder die Tiefenangaben teilweise korrigiert werden sollten, würde sich dieses Ergebnis gar nicht ändern.

1. Es gibt doch unter den Coralline Crag-Bildungen auch verschiedene Fazies. Als eine typische Fauna nehme ich den Horizont F. bei Gomer (8) an. Nach den einzelnen Arten bezeichne ich die Tiefenverteilung, nach Prestwich, mit den oben angegebenen Zahlen von 1—5.

Cypraea retusa Sow.	
„ *europaea* Mont.	1—4
Erato laevis Don.	2—5
„ *maugeriae* Gray.	3
Voluta lamberti Sow.	4 ?
Mitra ebenus Lk.	1—4
Aporrhais pespelecani Phil.	2—4
Terebra inversa Nyst	
„ *canalis* Wood	
Cassidaria bicatenata Sow.	3
Nassa labiosa Sow.	3—4
„ *granulata* Sow.	3
„ *consociata* Wood	3—4
„ *prismatica* Br.	2—3
Buccinum dalei Sow.	3—4
„ *undatum* L. var.	1—4
Murex corallinus Scach.	1—3
Triton heptagonum Br.	1—3
Fusus gracilis var.	3
„ *alveolatus* Sow.	
„ *consocialis* Wood	
Trophon muricatus Mont.	2—4
Pleurotoma porrecta	4—5
Mangelia castanea Wood	
„ *perpulchra* Wood	
„ *costata* Costa	1—5
„ *mitrula* Sow.	
„ *cancellata* Sow.	2—5

Bela decussata Ph.	3–5
Cancellaria mitraeformis Br	3–5
„ *scalarioides* Wood	
Cerithium trilineatum Phil.	3
„ *adversum*	1–4
„ *granosum* Wood.	3–5
„ *tuberculare* var.	1–5
Turritella incrassata Sow.	3–4
Pyramidella laeviuscula	4–5
Chemnitzia elegantissima	1–3
Odostomia plicata Mont.	2–5
Scalaria varicosa	
„ *frondicula* Wood	
„ *foliacea* Sow.	
„ *subulata* Sow.	
„ *clathratula* Adams	2–5
Eulima subulata Don.	5
Rissoa confinis Wood	
„ *obsoleta* Wood	
Caecum mammillatum Wood	3
„ *glabrum* Mont.	2–3
Lacuna reticulata Wood	
Trochus zizyphinus L.	1–4
„ *granulatus* Born	
„ *millegranus* Phil.	3–4
„ *adamsoni* Payr.	1
„ *kickxii* Nyst	
„ *tricariniferus* Wood	
„ *obconicus* Wood	
Adeorbis striatus Phil.	3
„ *supranitidus* Wood	3
„ *pulchralis* Wood	
Natica proxima Wood	
„ *varians* Duj.	
„ *cirriformis* Sow.	2–5
„ *multipunctata*	3
Pileopsis ungaricus L.	1–4
Calyptraea chinensis L.	1–4
Emarginula fissura L.	1–4
„ *crassa* Sow.	1–5
Bulla lignaria L.	1–4
„ *conuloidea* Wood	
„ *cylindracea* Pern.	2–4
Dentalium costatum Sow.	3–5
„ *bifissum* Wood	3–4
Anomia ephippium L.	1–5
„ *striata* Br.	
Ostrea edulis L.	1–4
Pecten maximus L.	2–4
„ *gerardi* Nyst	3–5
„ *similis* Lask.	2–5
„ *tigrinus* Müll.	2–4
„ *pusio* Penn. var.	1–5
„ *opercularis* L.	2–6
Lima exilis Wood	3
„ *subauriculata* Mont.	3–5
Pinna pectinata Mont.	1–4
Modiola phaseolina Phil.	1–5
„ *marmorata* Forb.	2–4
Pectunculus glycimeris L.	2–4
Limopsis aurita Br.	4–5
„ *pygmaea* Phil.	3–5
Nucinulla miliaris (ovalis) Wood	
Arca pectunculoides Scach.	3–5
Nucula laevigata Sow. var.	
„ *nucleus* L.	2–4
Leda pygmaea Münst.	3–5
Kellia ambigua Nyst	3
Montacuta bidentata Mont.	2–5
„ *truncata* Wood	
„ *substriata* Mont.	2–4
„ *ferruginosa* Mont.	2–5
Cryptodon sinuosum Don.	2–5

Lucina borealis L. 1–5
Diplodonta rotundata MONT. 2–6
„ *dilatata* WOOD
Cardium nodosum TURT. 2–4
„ *strigilliferum* WOOD 3
„ *decorticatum* WOOD 3
Cardita senilis LK. 3
„ *scalaris* LEATH
„ *orbicularis* LEATH
„ *corbis* PHIL. 3
Erycinella ovalis CONR.
Astarte triangularis MONT. 2–4
„ *parvula* WOOD 3
„ *basteroti* LJ. 2–5
„ *mutabilis* WOOD
„ *omalii* LJ. 3
„ *gracilis* 3
„ *burtinii* LJ.
„ *parva* 3–5
Cyprina islandica L. 1–4
Cyprina rustica SOW.
Circe minima MONT. 2–4
Cytherea rudis POLI 3
Venus imbricata SOW. 1–4
„ *casina* L. 2–4
„ *ovata* PENN. 2–5
Gastrana laminosa SOW.
Donax politus POLI. 1–3
Tellina obliqua SOW. 2–5
„ *donacina* L. 2–3
Syndosmya prismatica 2–5
Mactra obtruncata
„ *triangulata* 1–4
Lutraria elliptica LK. 1–2
Solen ensis L. 2–3
Thracia phaseolina 1–4
„ *inflata* SOW. 3
Corbula nucleus
Glycimeris angusta NYST 2–3
Ditrupa subulata BERK.

Diese Fauna entspricht ungefähr denselben bathymetrischen Verhältnissen, die von der Gesamtfauna des Coralline Crag angenommen wurden. F. W. HARMER (8a93) verglich die Coralline Crag-Fauna mit der der rezenten Flachseeablagerungen des irischen Meeres und hielt diese Bildung für ein unter dem Einflusse der südöstlichen Gezeitenströmungen in der Form einer mit dem Strand parallelen Flachseebank abgelagertes Sediment.

J. PRESTWICH (8) teilte das Coralline Crag in sieben Horizonte ein; diese sollten auch verschiedenen bathymetrischen Verhältnissen entsprechen. Nach F. W. HARMER haben diese Horizonte keinen stratigraphischen Wert. Kleinere fazielle Verschiedenheiten gibt es jedoch unter ihnen. So finden wir z. B. im Sande des D. Horizontes bei Broon Hill [neben Orford] (8 122—123) viele sehr gut erhaltene, oft doppelklappige Muscheln,

Cyprina islandica
Mya truncata
Panopaea Faujasi
Thracia
Diplodonta
Cardita senilis
„ *scalaris*
Astarte
Venus casina

die nur auf die seichtere Zone der neritischen Region hinweisen, also auf seichtere Fazies als die des Coralline Crag im allgemeinen. Auch bei Gomer ist ein Horizont von ähnlichem Charakter, in dem F. W. HARMER (12_{335}) gleichfalls viele grabende Muscheln in der ursprünglichen Lage mit dem Sipho nach oben gefunden hat. Nach J. PRESTWICH soll der Sand des E. Horizontes der größten Meerestiefe unter den Coralline Crag-Bildungen entsprechen, die die zahlreichen Bryozoen, kleinere Echiniden und kleinere Muscheln beweisen. Diese Tiefe sollte ca. 500—1000 Fuß betragen. WOOD jun. und F. W. HARMER (**13**) setzten dem entgegen, daß das Meer bei der angenommenen Tiefe eine viel größere Ausdehnung einnehmen sollte, als es wirklich gehabt hat. Ich selbst möchte solche Beweise mit Hilfe der Lagerungsverhältnisse vermeiden; mit Hilfe der Fauna läßt sich aber der Fall nicht leicht entscheiden. PRESTWICH beschrieb nämlich die Fauna dieser Schicht nicht separiert. Wir können jedoch bestätigen, daß die Häufigkeit der Bryozoen und kleinen Echiniden die mittleren Tiefen des Neritikums bezeichnet; die Muscheln von kleiner Gestalt können in jeder Tiefe heimisch sein. In den gemischten Faunenlisten aber, die auch die Fossilien der in Frage stehenden Bildungen enthalten, gibt es keine solchen Elemente, die größere Tiefen als die der Mitte des Neritikums anzunehmen zwängen.

2. Das Lenhamien gehört zum älteren englischen Pliozän, seine genaue Lage ist jedoch nicht entschieden, seine Fauna ist folgende (**9**):

Actaeon tornatilis L.
Buccinopsis dalei SOW.
Bulla lignaria L.
Cancellaria contorta BAST.
Cerithium tricinctum BR.
Chenopus pespelecani PHIL.
Cypraea europaea MONT.
Emarginula fissura L.
Ficula reticulata LK.
Fissurella graeca L.
Fusus lamellosus BORS.
Margarita trochoidea WOOD
Nassa prismatica BR.
Natica millepunctata LK.
+ *Pleurotoma consobrina* BELL.
+ *Pleurotoma jouanneti* DESM. var.
+ „ *turrifera* NYST
Ringicula ventricosa SOW.
Scalaria clathratula ADAMS.
+ *Terebra acuminata* BORS.
+ *Triton heptagonum* BR.
+ *Trochus cinerarius* L.
„ *millegranus* PHIL.
„ *zizyphinus* L.
Turritella incrassata SOW.
+ *Xenophora* sp.
+ *Arca diluvii* LK.
„ *lactea* L.
Artemis lentiformis SOW.
Astarte basteroti LJ.

Astarte galeotti Nyst
„ *omalii* Lj.
Avicula sp.
Cardita senilis Lk.
+ *Cardium papillosum* Poli
Cyprina islandica L.
Cytherea chione L.
Diplodonta rotundata Mont.
+ *Gastrana fragilis* L.
Hinnites crispus Br.
Lepton deltoideum Wood
Lutraria elliptica Lk.
Mactra arcuata Sow.
+ *Nucula sulcata* Bronn
Ostrea princeps Wood
Pecten maximus L.
„ *princeps* Sow.
„ *varius* L.
Pectunculus glycimeris L.
Pholadidea papyracea Turt.
Solen ensis L.
Tapes sp.
Tellina benedeni Nyst
„ *donacina* L.
Teredo sp.
Thracia pubescens Pultn.
„ *ventricosa* Phil.
Terebratula grandis Blum.

In dieser Fauna überwiegen die südlichen Elemente gar nicht mehr; hauptsächlich jene Arten, die in dem Coralline Crag fehlen (mit + bezeichnet) sind alle von südlichem Charakter. Zugleich fehlen auch die meisten litoralen Mollusken und manche sind vorhanden, die auch in dem tieferen Neritikum leben, so z. B. die aufgezählten Pleurotomeen, *Chenopus, Scalaria, Ficula, Natica, Diplodonta.* So muß diese Bildung in die mittlere neritische Zone eingeteilt werden; sie stammt wohl aus etwas größerer Tiefe als das typische Coralline Crag.

Die Box Stone-Bildungen (9) stehen der Fazies nach dem Coralline Crag und Lenhamien sehr nahe. Ihre Faunen sind jedoch so gering, daß sie eine Behandlung nicht verdienen.

Das Pliozän von Italien.

Im Mediterrangebiet finden sich Ablagerungen und Faunen von ganz verschiedenen Charakteren als die von Nordwesteuropa. Da die miozänen Arten, die im Norden schon im Pliozän ausstarben, hier noch weiter lebten, ähneln die hiesigen Pliozänschichten dem Miozän viel mehr als die nordischen; so hat das Pliozän des Mediterrangebiets ein «ältlicheres» Aussehen als das englische (12).

Das Pliozän Italiens ist sehr gut bekannt und auch über die Faziesverhältnisse weiß man schon viel. Ich wähle zur Behandlung der Fazies die Umgebung von Siena. Über das Pliozän von Siena haben wir schon

die ausgezeichneten Faziesstudien von C. DE STEFANI (**14**), die sehr gut als Ausgang dienen können. In den Faunenlisten hat DE STEFANI den Arten, die auch heute im Mittelmeere leben, ihre Tiefenverbreitung hinzugefügt [nach den Angaben von M. DI MONTEROSATO (**15**)] und nach diesen bestimmt er die bathymetrische Lage der betreffenden Sedimente. [Die Bezeichnungen sind : lt = Litoral ; l = Laminarienregion (20—200 m) ; c = «coralligen» ; a = abyssal.]

1. Eine litorale Ablagerung finden wir im Valle del Riluogo, mit zahlreichen Lithodomen :

Anomia ephippium L.	*lt l c a*	*Corbula deshayesi* SISM.	
Pecten pusio L.	*lt l c*	„ *revoluta* BR.	c
Lithodomus avitensis MAY.	*lt*	*Saxicava arctica* L.	*lt l c a*
Modiolaria subclavata LIB.	*lt l*	*Gastrochana intermedia* HORN.	
Nucula nucleus L.	*lt l c*	*Jouannetia semicaudata* DESM.	
Arca lactea L.	*lt l*	„ *rugosa* BR.	
„ *pectinata* BR.		*Clavagella brocchii* LK.	
„ *noae* L.	*lt*	*Fissurella costaria* BAST.	*lt l*
„ *peregrina* LIB.		*Calyptraea chinensis* L.	*l c*
Cardita elongata BRONN		*Vermetus intortus* LK.	
„ *intermedia* BRONN		*Natica josephinia* RISS.	*lt l*
Cardium papillosum POLI	*l c*	*Ringicula brocchii* SEG.	
Cytherea sulcataria DESH.		*Actaeon tornatilis* L.	*l c*
Venus excentrica AG.	*lt*	*Cancellaria cancellata*	*l c*
„ *gallina* L.	*lt*	„ *varicosa* BR.	
Cypricardia lithophagella LK.	c	*Cerithium crenatum* BR.	
		Triphoris perversa L.	*lt l c*
Venerupsis irus L.	*lt*	*Strombus coronatus* DEFR.	
„ *pernarum* BON.		*Murex mayeri* BELL.	
Petricola lithophaga RETZ.	*lt*	*Terebra basteroti* NYST	
Capsa fragilis L.	*lt*	*Nassa serraticosta* BRONN	
Syndosma angulosa RETZ.	*l c a*	*Raphitoma scabriuscula* BRUG.	

C. DE STEFANI bestimmt die Litoralnatur dieser Fauna richtig. Dies ist der Typus auf dem harten Meeresboden. Die Fauna des schlammigen Bodens soll die des *Rissoa meneghiniana*-Tons im Val di Tressa sein :

Lucina savii DE STEF.	*lt*	*Trochus adamsoni* PAYR	*lt*
Cardium edule L.	*lt*	*Rissoa meneghiniana* DE ST.	
Venus excentrica AG.	*lt*	„ *aglaia* DE ST.	

Rissoa thalia DE ST.	*lt*	*Nassa bufo* DOD.	
„ *lachesis* BAST.		„ *neritea* L.	*lt*
Cerithium vulgatum BRUG.		*Conus dujardini* DESH.	
var.	*lt l*	*Columbella curta* BELL.	
Cerithium doliolum BR.	*lt*	„ *semicaudata* BON.	
„ *spina* PARTSCH	*lt*	*Mitra ebenus* BR. var.	
Potamides etruscus MAY.		*leucozona* ANDRZ.	*lt*
Nassa basteroti MICH.		*Marginella clandestina* BR.	*lt*

2. Aus einer Sandschicht im Valle del Riluogo führt C. DE STEFANI die folgende Fauna an:

Anomia ephippium L.	*lt l c a*	*Trochus patulus* BR.	
Ostrea lamellosa BR.	*lt l*	*Natica millepunctata* LK.	*lt l c*
Pecten flabelliformis BR.		„ *josephinia* RISSO	*lt l*
„ *pyxidatus* BR.		„ *lineata* LK.	
„ *varius* L.	*lt c*	*Ringicula brocchii* SEG.	
Pinna brocchii D' ORB.		*Cancellaria cancellata* L.	
Nucula nucleus L.	*lt l c*	*Cerithium crenatum* BR.	
Pectunculus insubricus BR.	*lt l*	*Ficula intermedia* SISM.	
Cardita intermedia BR.		*Terebra basteroti* NYST	
Cytherea pedemontana AG.		„ *fuscata* BR.	
„ *sulcataria* DESCH.		„ *pertusa* BAST.	
Venus gallina L.	*lt*	*Nassa gibbulosa* L.	*l*
„ *plicata* GMEL.		*Phos polygonum* BR.	
Acropagia ventricosa SERR.		*Pleurotoma romana* DEFR.	
Mactra subtruncata COSTA	*lt l*	*Clavatula calurii* DE ST.	
Corbula deshayesi SISM.			

C. DE STEFANI hielt diese Bildung für litoral. Es ist jedoch die einzige Art *Venus gallina*, die nach ihm nur litoral vorkommt und so diese Bildung in die litorale Region einzureihen zwingt; es muß doch bestätigt werden, daß diese Muschel auch in der neritischen Region verbreitet ist. Dazu besteht noch der überwiegende Teil der Fauna aus ausgestorbenen Arten, die also nicht vernachlässigt werden dürfen und unter denen z. B. *Pecten flabelliformis, Pinna brocchii, Cytherea pedemontana, Trochus patulus* und die *Terebra*-Arten nach ihren sonstigen Vorkommnissen als charakteristische Tiere des seichteren Neritikums betrachtet werden müssen. So teile ich diese Ablagerung nicht in die litorale, sondern in die seichtere Zone der neritischen Region ein.

Eine andere Fauna aus derselben Meerestiefe findet sich in einer sandigen Schicht bei Poggiarone:

Ostrea lamellosa Br.	(lt l)	*Venus ovata* Penn.	l c a
Pecten latissimus Br.		*Corbula deshayesi* Sism.	
„ *flabelliformis* Br.		*Turritella vermicularis* Br.	
„ *dubius* Br.	(l c)	*Natica millepunctata* Lk.	lt l c
„ *varius* L.	lt l	„ *josephinia* Risso	lt l
Pectunculus glycimeris J.	l c	*Solarium simplex* Bronn	
Venus excentrica Ag.	l c	*Cancellaria cancellata* L.	c
„ *fasciata* Don.	l c	*Ranella marginata* Brong.	

C. de Stefani teilt diese Ablagerung in die Laminarienregion ein; dies ist wohl richtig, doch sind die Grenzen zwischen 20 und 200 m zu breit und diese Fazies läßt sich auch genauer bestimmen: d. h. die seichtere neritische Zone.

3. Unter den von C. de Stefani beschriebenen Faunen fand ich keine, die sicher in die mittlere Zone der neritischen Region gehörten. Den Grund hierfür suche ich darin, daß er beim Sammeln auf solche Fazies nicht achtgegeben hat, weil seine Zoneneinteilung [d. h. eine einzige Zone von 20—200 m] die Unterscheidung dieser Fazies ja unmöglich machte.

4. Aus manchen sandig-tonigen Schichten beschreibt de Stefani solche Faunen, in denen die Arten seichterer und tieferer Meere gemischt sind. Diese können meistens in die tiefere Zone der neritischen Region gehören; man kann aber nicht wissen, ob darin die beiden Elemente nicht nur beim Sammeln zueinander gemischt wurden.

Bei Poggiarione findet sich in einer Tonschicht über dem schon besprochenen Sand folgende Fauna:

Pecten dubius L.	l c	*Natica millepunctata* Lk.	lt c
Cytherea multilamella Lk.	c a	*Cancellaria varicosa* Br.	
Venus islandicoides Lk.		*Chenopus pespelecani* Phil.	l c a
Dentalium elephantinum Lk.		*Pleurotoma cataphracta* Br.	
„ *fossile* Gmel.		„ *dimidiata* Br.	
Xenophora infundibulum Br.		„ *turricula* Br.	
Vermetus intortus Lk.		„ *romana* Defr.	
Turritella vermicularis Br.	c	*Strombus coronatus* Defr.	
„ *tornata* Br.		*Triton doderleini* d'Anc.	
„ *subangulata* Br.		*Nassa semistriata* Br.	c a

Da darin noch *Strombus coronatus*, ein charakteristischer Seichtwasser-

bewohner, *Turritella vermicularis* und *Natica millepunctata* viel verbreiteter im Neritikum als im Bathyal sind, halte ich diese für die tiefere neritische Zone.

5. Im Liegenden dieser Schicht lagert ein toniges Sediment, das DE STEFANI noch in die Laminarienregion enteilt. Die Fauna ist jedoch den Pleurotomeentonen ganz ähnlich und die Flachseetiere spielen darin keine bedeutende Rolle; so muß es wohl für eine Ablagerung der bathyalen Region gehalten werden. Seine Fossilien sind:

Corbula gibba OLIVI	l c a	*Pleurotoma cataphracta* BR.	
Cytherea multilamella LK.	c a	„ *dimidiata* BR.	
Cardium aculeatum L.	l	„ *sigmoidea* BRONN	
Arca diluvii LK.	l c	*Chenopus pespelecani* PHIL.	l c a
Nassa semistriata BR.	c a	*Ringicula buccinea* DESH.	
„ *serrata* BR.		*Pyramidella plicosa* BRONN	a
„ *serraticosta* BRONN		*Natica lineata* LK.	
Terebra basteroti NYST		„ *millepunctata* LK.	lt l c
Ranella marginata BR.		*Solarium simplex* BRONN	
Murex torularius BR.	(l c)	*Turritella subangulata* BR.	
Fusus rostratus OL.	l c	*Vermetus intortus* L.	
Pleurotoma romana DEFR.		*Dentalium fossile* L.	
„ *intermedia* BRONN		„ *elephantinum* L.	
„ *turricula* BR.			

Eine andere Fauna, gleichfalls aus der seichteren bathyalen Zone, beschrieb DE STEFANI von Colletinaio (er hielt sie für «coralligen», was in seiner Nomenklatur der bathyalen Region entspricht):

Pecten cristatus BRONN		*Solarium moniliferum* BRONN	c
Nucula placentina LK.		*Natica helicina* BR.	
Leda commutata PHIL.	l c	*Scalaria pechioliana* ISSEL	
Limopsis anomala EICH.	c	*Mathilda quadricarinata* BR.	c
Lucina borealis L.	l c	*Ringicula buccinea* DESH.	l c
Cardita rudista LK.		*Cancellaria bonelli* BELL.	
Cytherea rudis POLI	l c	„ *lyrata* BR.	
Syndosmya alba WOOD	lt l	*Conus antediluvianus* BRUG.	
Corbula gibba OLIVI	l c a	*Fusus lamellosus* BORS.	
Dentalium elephantinum LK.		„ *rostratus* OLIVI	l c
„ *gadus* MTG.		*Typhis fistulosus* BR.	
Turritella subangulata BR.		*Murex constantiae* D'ANC.	

Triton apenninicum Sassi
Ranella marginata Brong
Nassa angulata Br.
„ *ringens* Bell.
„ *serraticosta* Bronn.
„ *serrata* Br.
„ *semistriata* Br. c a
Pleurotoma allionii Bell.
Pleurotoma dimidiata Br.
„ *turricula* Br.
„ *obtusangula* Br.
Raphitoma clathrata Sem. l t l c
„ *harpula* Br.
„ *sigmoidea* Bell.
„ *hispidula* Jan. c
Columbella subulata Bell.

Die pliozänen Tone Italiens sind oft in einer den Pleurotomeentonen sehr nahen Fazies ausgebildet. Diese tieferen Fazies wiegen in der Plaisancien-stufe vor, während das Astien hauptsächlich seichtere Ablagerungen enthält.

An der östlichen Seite der Appenninen spielen im Plaisancien die weißen Mergel mit Globigerinen und Pteropoden eine große Rolle. Oft sind aber diese planktonischen Reste in diesen Bildungen nicht so häufig, daß sie gesteinsbildend wären: wenn sie es aber doch sind und mit keinen Flachseeelementen vergesellschaftet, dann müssen diese Globigerinen- und Pteropodenmergel wahrscheinlich als abyssal betrachtet werden [s. Allg. Teil, Kap. VI. 10.].

Die jüngeren Tertiärbildungen von Barbados.

Die Insel Barbados ist zum großen Teil aus jüngeren Tertiärschichten aufgebaut, die wahrscheinlich in das Pliozän gehören; doch ist das genaue Alter kaum zu entscheiden. Diese interessanten Bildungen, hauptsächlich den Globigerinenmergel, finden wir oft in der Faziesliteratur erwähnt.

Unter den schon bei den Pleistozänbildungen behandelten Korallen-riffen liegt ein Kalkstein ohne Korallen [Basal-Rief rock], stellenweise auch Amphisteginenkalk (**16**). Dies ist wahrscheinlich eine Ablagerung der seich-teren neritischen Zone. Unterwärts geht dieser Kalkstein langsam in den rei-nen Globigerinenmergel [Oceanic series] über. Die Amphisteginen werden stufenweise seltener, die Lithothamnien verschwinden, dann erscheinen die Einzelkorallen, dabei werden die Globigerinen immer häufiger. Aus diesen Übergangsschichten hat J. W. Gregory einen, auf mittlere Meerestiefen hindeutenden Seeigel *Archaeopneustes abruptus* beschrieben (**17**). Später verschwinden die übrigen Fossilien völlig und neben der reichen Foramini-ferenfauna bleiben nur kleine Echinodermenstacheln etwas häufiger vorhan-den; die Globigerinen sind aber gesteinsbildend. Aus der von F. Chapman

(18) untersuchten Foraminiferenfauna dieses Globigerinenmergels führe ich hier die bezeichnenderen Arten an [ich bezeichne dabei die den miozänen Schlierfaunen von Donja Tuzla gemeinsamen Arten; 1. = die von KATZER beschriebene, tiefere bathyale Schlierfauna, 2. = die Fauna des abyssischen Globigerinensedimentes bei der ärarischen Tiefbohrung No. XV.] Die Ähnlichkeit ist, den großen zoogeographischen und den Altersunterschied in Betracht gezogen, ziemlich groß, hauptsächlich sind aber die Gattungen in den drei Faunen sehr ähnlich vertreten, was nur als Folge der ähnlichen Faziesverhältnisse aufzufassen ist.

	1.	2.
Haplophragmium agglutinans D'ORB.		
Miliolina trigonula LK.		
Spiroloculina limbata D'ORB.	+	+
„ *tenuis* CJZ.	+	+
Textularia gramen D'ORB.	+	+
„ *sagittula* DEFR.	+	+
„ *carinata* D'ORB.	(in manchen Schliertonen Ungarns)	
Bulimina elegans D'ORB.	+	
Lagena sulcata W. et J.		+
„ *hispida* D'ORB.		+
Nodosaria soluta D'ORB.	+	+
Dentalina consobrina D'ORB.		
Lingulina costata D'ORB.		
Frondicularia millettii BRADY		
Cristellaria calcar L.		+
„ *cultrata* MONTF.		+
„ *rotulata* LK.		+
Polymorphina communis D'ORB.		
Uvigerina pygmaea D'ORB.		?
„ *tenuistriata* RSS.	+	?
Trigerina capreolus D'ORB.	+	
Globigerina bulloides D'ORB.	+	+
„ „ var. *triloba* RSS.	+	
„ *conglobata* D'ORB.		+
„ *aequilateralis* BRADY	+	
Pullenia quinquelobata RSS.	(*P. sphaeroides* häufig im Schlier)	
Rotalia soldanii D'ORB.	+	

Rotalia praecincta Karr. +
Truncatulina lobatula W. et J. +
Nonionina pompilioides F. et M.
Sphaeroidina bulloides d'Orb.

Diese Fauna entspricht am besten den heutigen Tiefseeforaminiferenfaunen und bestätigt, daß dieses Globigerinensediment keine Lagunenablagerung ist. Brady schätzt die Tiefe auf 1000 Faden.

Außer den Globigerinenmergeln bilden auch Radiolarientone diese «Oceanic series» (**19**). In diesen Schichten fand man außer den Radiolarien nur einen *Lamna*-Zahn und einen Seeigel (**20**), *Cystechinus crassus* Greg., der der erste fossile Vertreter einer heute in abyssischen Tiefen (1000—2000 Faden) lebenden Gattung ist. Die Radiolarien deuten nach Haeckel (**21**) auf abyssische Tiefe hin; als eine Anhäufung von Planktontieren ohne Beimengungen der Seichtwasserelemente halte auch ich es für eine abyssische Ablagerung [s. All. Teil, Kap. VI. 10.]. Übrigens bestätigen auch die chemischen Untersuchungen die Ähnlichkeit der «Oceanic series» mit den rezenten abyssischen Bildungen (**22**).

* * *

LITERATUR.

1 G. Seguenza: La formation zancléenne, ou recherches sur une nouvelle formation tertiaire. Bulletin de la Société Géologique de France, 1867—68.

2. G. Seguenza: Studii paleontologici sulla fauna malacologica dei sedimenti pliocenici depositati a grandi profondità. Quadro sinottico dei depositi litorali e submarini delle varie zone del plioceno italiano. Bulletino della Società Malacologica Italiana. 1875., 1877.

3. C. de Stefani et Pantanelli: Molluschi pliocenici dei dintorni di Siena. Bolletino d. Società Malacologica Italiana, 1878.

4. Th Fuchs: Studien über die Gliederung der jüngeren Tertiärbildungen Oberitaliens. Sitzungsberichte d. k. Akademie d. Wissensch. Wien, Mathemat. Naturw. Classe, Bd. 77., 1878.

5. G. Ponzi: I fossili del Monte Vaticano. Atti dell'Accademia reale dei Lincei. Mem. d. Classe di sci. fisiche, matem. e naturali, Ser. II. 3., 1876.

6. H. Nyst: Conchyliologie des terrains tertiaires de la Belgique. I. Annales Mus. Roy. Hist. Nat. Belg., 1881.

7. Ch. de Stefani: Les terrains tertiaires supérieurs du bassin de la Méditerranée. Annales de la Société Géologique de Belgique, tome 18., 1890—91.

7a. E. Haug: Traité de Géologie. Paris, 1908—11.

8. J. Prestwich: On the Structure of the Crag-Beds of Suffolk and Norfolk, with some Observations on their Organic Remains. I. The Coralline Crag of Suffolk. II. The Red Crag of Essex and Suffolk. III. The Norwich Crag and Westleton Beds. Quarterly Journal of the Geological Society, vol. 27., 1871.

8a. F. W. Harmer: The Pliocene Deposits of the Eastern Counties of England. Geology in the Field; The Jubilee volume of the Geologists Association 1910.

9. C. Reid: The Pliocene Deposits of Britain. Memoirs Geolog. Surv. United Kingdom, 1890.

10. F. W. Harmer: On the Pliocene Deposits of Holland and their Relation to the English and Belgian Crags, with a Suggestion for the Establishment of a New Zone «Amstelien» and some Remarks on the Geographical Conditions of the Pliocene Epoch in Northern Europe. Quarterly Journal of the Geological Society, vol. 52., 1896.

11. F. W. Harmer: The Pliocene Deposits of the East of England. II. The Crag of Essex (Waltonian) and its Relations to that of Suffolk and Norfolk. Quarterly Journal of the Geological Society, vol. 56., 1900.

12. F. W. Harmer: The Pliocene Deposits of the East of England. The Lenham Beds and the Coralline Crag. Quarterly Journal of the Geological Society, vol. 54., 1898.

13. S. V. Wood jun. et F. W. Harmer: Supplement of the Monograph of the Crag Mollusca by S. V. Wood. The Palaeontographical Society, 1872.

14. C. de Stefani: Descrizione degli strati pliocenici dei dintorni di Siena. Bolletino R. Comit. Geolog. d'Italia, 1877.

15. M. di Monterosato: Nuova Rivista delle conchilie mediterranee. Atti Accad. Palermo, 1875.

16. G. F. Frank et J. B. Harrison: The Globigerina-Marls of Barbados. Quarterly Journal of the Geological Society, vol. 54., 1898.

17. J. W. Gregory: *Archaeopneustes abruptus*, a New Genus and Species of Echinoid from the Oceanic Series in Barbados. Quarterly Journal of the Geological Society, vol. 48., 1892.

18. F. Chapman: Appendix on the Foraminifera from Bissex Hill and Bowmantston. Quarterly Journal of the Geological Society, vol. 54., 1898.

19. A. Jukes-Bowne et J. B. Harisson: The Geology of Barbados, II. The Oceanic Deposits. Quarterly Journal of the Geological Society, vol. 54., 1898.

20. J. W. Gregory: *Cystechinus crassus*, a New Species from the Radiolarian Marls of Barbados, and the Evidence it affords as to the Age and Origin of those Deposits. Quarterly Journal of the Geological Society, 1889.

21. E. Haeckel: Radiolaria, Challenger Report, Zoology XVIII., 1887.

22. A. J. Jukes-Browne et J. B. Harrison: Notes on the Chemical Composition of some Oceanic Deposits. Quarterly Journal of the Geological Society, 1895.

MIOZÄN.

Literaturangaben.

Über die miozänen Fazies findet man sehr viele Angaben in der geologischen Literatur. Unter den das Wiener Becken betreffenden nehme ich nur einige in Betracht wegen der S. 184. (112) erwähnten Gründe.

F. KARRER legt in seinen Foraminiferenstudien (1) viele wertvolle Feststellungen nieder, die nicht nur lokale Bedeutung haben, sondern auch bei den Zonengliederungen benutzt werden können. Seine hier vorzuführenden Bestätigungen stimmen im allgemeinen mit den Ansichten der anderen österreichischen Geologen überein (13-5): «Betrachten wir nun zuerst die höhere oder Nulliporenzone, so finden wir dieselbe vor allem gekennzeichnet durch massenhaftes Auftreten von Nulliporen neben nur geringen Spuren von Bryozoen. Häufiger sind Cypridinen und Cidaritenstachel. Bedeutend entwickelt zeigt sich die Foraminiferenfauna, es sind zwar weitaus nicht die zahlreichen Arten, wie sie uns die marinen Tegel weisen, auch ist die Individuenzahl eine geringere, dennoch kann man ihr Vorkommen als ein sehr häufiges bezeichnen. Die bezeichnendsten, fast durchgehends in allen Lokalitäten dieser Zone beobachteten Arten, die regelmäßig in Mengen vorkommen, sind:

Rotalia bouéana D'ORB. *Polystomella crispa* D'ORB.
Rotalia dutemplei D'ORB. *Amphistegina hauerina* D'ORB.
Asterigerina planorbis D'ORB. *Heterostegina costata* D'ORB.
Truncatulina lobatula D'ORB.

Nicht gleichförmig überall vertreten, aber doch als bezeichnende Typen erwähne ich:

Polymorphina digitalis D'ORB. *Triloculina gibba* D'ORB.
Alveolina melo D'ORB. „ *austriaca* D'ORB.,
Triloculina inflata D'ORB.

daran schließt sich fast immer wiederkehrend, aber nur in geringerer Individuenzahl:

Polystomella fichteliana D'ORB. *Globulina aequalis* D'ORB.
Textularia subangulata D'ORB.

In noch geringerer Anzahl folgen:

Nonionina communis D'ORB. *Truncatulina bouéana* D'ORB.
Anomalina variolata D'ORB. *Rosalina viennensis* D'ORB.

Nur an einigen Amphisteginen-Lokalitäten in größerer Menge auftretend, zeigen sich die Miliolideen, die eigentlich mehr Bewohner tieferer Wässer sind. Fast ganz fehlen die Nodosarien, Dentalinen, Glandulinen, Marginulinen, Cristellarien, Robulinen und Globigerinen.

Mit den vorgenannten Arten charakterisiert sich somit eine Zone zwischen 15—30 Faden, während die letzterwähnten Genera, die im marinen Tegel so recht zuhause sind, schon die tieferen Stellen von 40 Faden und darunter kennzeichnen.

Die Bryozoenzone bringt, wie schon ihr Name bezeichnet, bereits eine ansehnliche Anzahl von sog. Corallinen, ja manche Orte wie Eisenstadt, Niederleis, Ehrenhausen sind als wahre Hauptfundstätten derselben zu bezeichnen. Die Nulliporen sind zurückgetreten, nur Cypridinen und Cidaritenstachel bleiben sich in bald geringerer, bald größerer Menge konstant. Die Foraminiferenfauna ist eine sehr reiche, ja sie ist eine bedeutend mannigfaltigere geworden, sie nähert sich jener der marinen Tegel ohne dieselbe entfernt zu erreichen. *Polystomella crispa, Rotalia dutemplei* bleiben noch immer häufige Bewohner, aber *Amphistegina planorbis, Rotalia bouéana, Amphistegina hauerina* und *Heterostegina costata* sind bedeutend zurückgetreten, die Amphisteginen fehlen sogar oft ganz. Dagegen finden wir eine noch größere Anzahl Rotalien, dann Globigerinen, Textilarien und Miliolideen und die in der Nulliporenzone kaum in Spuren wahrnehmbaren Nodosarideen, Glandulinideen und Cristellarideen finden sich, wenngleich in geringer Zahl, doch meistens mit einer oder mehreren Arten ein.

Die marinen Sande, — oft eine reiche Fundstätte der schönsten Ein- und Zweischaler, — haben aus den untersuchten Lokalitäten nur eine geringe Ausbeute an Foraminiferen geboten. Sie treten in ihrer Fauna jener der Bryozoenzone sehr nahe; *Polystomella crispa, P. flexuosa, Rosalina viennensis* und einige Globulinenarten waren fast die einzigen etwas mehr hervortretenden Formen . . .»

Th. Fuchs (2) vergleicht die Zwergfaunen von Niederleis und Steinabrunn mit der der dichten Algenrasen im Hafen von Messina ; so sollten jene fossilen Faunen, die hauptsächlich aus Mollusken (Schnecken) von sehr kleiner Gestalt zusammengesetzt sind, in den Algenwäldern am Boden eines seichten Meeresteiles gelebt haben. Es muß aber bemerkt werden, daß erstens diese Erklärung nur eine sehr interessante, jedoch nicht die einzig mögliche Erklärung der Zwergfaunen ist und zweitens unter dem Namen «Steinabrunner Schichten» Ablagerungen von verschiedener Ausbildung zusammengefaßt werden, auch solche, deren Fauna nicht nur aus kleineren Arten besteht.

In seiner großen Faziesstudie behandelt Th. Fuchs (3) auch einige miozäne Fazies. Er bezeichnet als Tiefseeablagerungen: die Pleurotomeentone [z. B. Badener Tegel], Pteropodenmergel, den Schlier, die Bryozoen- und Brachiopodenschichten, Tiefseekorallen- und Brachiopodenkalke. Unter diesen stehen die Bryozoen- und Brachiopodensedimente unbedingt in einem stärkeren Zusammenhang mit den ufernahen Bildungen [ich teile sie in die mittlere neritischen Zone ein], die übrigen stammen wirklich aus tiefe-

rem Wasser; «die Tiefsee» nach Fuchs entspricht übrigens auch schon meiner tieferen neritischen Zone.

Die besten Beschreibungen der Pleurotomeentonfazies stammen von Th. Fuchs [s. Allg. Teil, Kap. VI.]. Die Faunen der Pteropodenmergel sollen nach ihm von ähnlichen Charakteren sein, so enthalten sie viele Cephalopoden und massenhaft Pteropoden. Zu dieser Fazies rechnet er den Schlier. Die Tiefseenatur [tiefere bathyale Zone] dieser Fazies nehme ich an; ich bemerke jedoch, daß der Schlier Ungarns nur selten eine kleine Ähnlichkeit mit solchen Pteropodenschichten hat: sogar sind Cephalopoden und Pteropoden die seltensten Fossilien darin.

Fuchs meint Flachsee- und Tiefseebryozoenbildungen unterscheiden zu können. Die Faunen der letzteren sollten hauptsächlich zarte, ästige Bryozoen enthalten, wie *Hornera*, *Retepora* und dann

Terebratula vitrea	*Thecidea*
Terebratulina caput serpentis	*Pecten opercularis*
Megerlea truncata	Cirrhipedien
Platydia anomioides	Einzelkorallen
Argiope	

Diese Fauna weist keine größere Abweichung von den typischen Bryozoenfaunen aus der mittleren Zone der neritischen Region auf, höchstens könnte sie den Übergang zu den tieferen Tonschichten bilden, wie z. B. im nördlichen Mecsek-Gebirge. Es sind jedoch unter den genannten Fossilien nur *Platydia* und die Einzelkorallen in der Tiefsee heimisch.

Die Tiefseekorallenschichten mit *Caryophyllia, Desmophyllum, Balanophyllia, Isis, Corallium,* Oculinen gehören in die tiefere neritische Zone, oder in die bathyale Region; die genaue Lage läßt sich nur aus den Begleitfaunen bestimmen. Diese Bildungen stehen aber nicht in so starker Verbindung mit der Bryozoen- und Brachiopodenfazies, wie es Fuchs annimmt.

L. Teisseyre (4) hielt die Kalksteine des Hügelzuges «Miodobory» in Podolien für sarmatische Bryozoenriffe; A. Michalski (5) korrigiert diese Feststellungen: die Riffe sind weder sarmatisch, noch Bryozoenriffe, sondern obermediterran und von einer dünnen sarmatischen Bryozoenkalkdecke überzogen.

E. Stöhr (6) rechnete die Tripoli von Sizilien zu den Tiefseebildungen, da wir heute ähnliche Ablagerungen nur in abyssischen Tiefen finden. F. Dreyer (7) hat diese Radiolarienfauna eingehend bearbeitet und bezweifelt ihre Tiefseenatur. Die hiesigen Radiolarien beweisen keine Entstehung

in der Tiefsee, da sie als Planktontiere in alle Tiefen geraten können, die Süsswasserfische und Pflanzen wurden aber durch Flüsse ins Meer geschleppt, was aber nur in der Flachsee der Fall sein kann. Die Fische sind in großer Anzahl vorhanden: das Gestein ist voll von ihren Schuppen, was ein starker Gegensatz zu dem heutigen abyssischen Radiolarienschlamm ist. Die Diatomeen sind darin zahlreich, die Foraminiferen selten. Er schreibt (7₅₃₆): «Die miozänen Tripelablagerungen Siziliens fanden im Meere statt und zwar bei einer Tiefe von etwa 100—200 Faden. Die betreffenden Meeresabschnitte lagen nicht allzu weit von der Küste entfernt, wahrscheinlich in ruhigem Meerbusen in der Nähe von Flußmündungen.» Die Tiefenverhältnisse dieser Ablagerung sind kaum zu bestimmen; sie entstand jedoch wahrscheinlich in einem getrennten Meerbusen, an dessen Strand keine normale benthonische Fauna gedeihen konnte. Für unsere Zwecke ist aber dieses Vorkommnis von sehr kleiner Bedeutung: es ist ein Exotikum und steht gar nicht in Zusammenhang mit den anderen, gleichaltrige Fazies betreffenden paläobiologischen Fragen. Höchstens für die Paläogeographie wäre es wichtig, die aber fällt aus dem Rahmen dieser Arbeit heraus.

Der Versuch C. de Stefani's mit einer systematischen Faziesstudie über das Neogen (8) wäre von sehr großer Bedeutung, wenn ihm auch die anderen Forscher nachgefolgt wären. Seine Prinzipien sind richtig und sein Fehler liegt nur darin, daß er außerhalb Italiens sehr große Fazieseinheiten annimmt, nicht ein Vorkommnis, sondern einen Sedimenttyp oder eine Etage. Seine Ansichten über die Tiefseeablagerung stimmen mit denen von Th. Fuchs (3) überein. Unter den Seichtwasserbildungen unterscheidet er von 20—200 m Tiefe eine einzige Zone; wie schon bemerkt, sollten darin noch sehr verschiedene Fazies getrennt werden. Er hält die Schichten von Molt für die Sedimente lagunenähnlicher Meeresteile, die Horner Schichten für litorale, die Leithakalke und die mit ihnen zusammenhängenden Sande und Mergel für Bildungen der Laminarienzone (20—200 m) und die Grunder Schichten für Übergänge zwischen Laminarien- und Litoralzone. Diese Unterscheidungen sind nicht ganz stichhaltig, da es im Unter-, wie im Obermediterran noch weitere Faziesverscheidenheiten gibt, z. B. gehören zu den Leithakalkbildungen wohl litorale, seichtere und mittlere neritische Fazies. Ihn hat hier nämlich das Bestreben irre geleitet, die Altersverscheidenheit des unteren und oberen Mediterrans zu leugnen und die Verschiedenheit der Faunen bloß durch die Faziesverhältnisse zu erklären. Sehr richtig ist seine Feststellung, daß die Charaktere der Gauderndorfer Fauna hauptsäch-

lich nicht durch ihr Alter, sondern ihre Litoralnatur verursacht werden und den Litoralbildungen des italienischen Pliozäns sehr ähnlich sind.

Th. Fuchs (9) hat danach die Fazies der Gauderndorfer Schichten genau bestimmt. Diese Bildungen bestehen aus sehr feinem Sand [auch Tellinensand genannt]; der weit vorwiegende Teil der Fauna besteht aus grabenden, aragonitschaligen Muscheln:

Solen vagina	*Tapes vetula*
Pollia legumen	*„ basteroti*
Psammobia labordei	*Cytharea pedemontana*
Tellina planata	*Venus islandicoides*
„ lacunosa	*Lucina multilamella*
„ strigosa	*„ ornata*
Lutraria oblonga	*Cardium hörnesianum*
„ sanna	*„ hians*
Mactra bucklandi	*„ grateloupi*
Panopaea menardi	

Nicht grabend sind: *Arca fichteli, Mytilus haidingeri.* Dagegen sind die kalzitschaligen Tierreste sehr selten. Diese Lebensgemeinschaft haben wir schon besprochen [Allg. Teil, Kap. F. 1.]: ihre schönsten Vorkommnisse sind an dem Strand zu finden, die weniger chrakteristischen in der seichteren Zone der neritischen Region; die Gauderndorfer Schichten dürfen gewiß zu der ersten gerechnet werden. — Dagegen bestehen die gleichfalls untermediterranen Eggenburger-, oder *Pecten*- Schichten aus grobem Sand und Grus, auch in Nulliporen- und Bryozoenkalk übergehend. Grabende aragonitschalige Muscheln sind darin selten, dagegen Bryozoen *[Hornera, Retepora* usw.*], Terebratula Hörnesi, Ostrea, Balanus,* Echiniden häufig. Das Fehlen der aragonitschaligen Muscheln betrachtet Fuchs als Zeichen einer etwas größeren Tiefe als die der Gauderndorfer Schichten; es ist aber wahrscheinlich, daß es nur durch diagenetische Vorgänge verursacht wurde. Übrigens gehörten die Eggenburger Schichten gewiß in die seichtere neritische Zone, auch schon wegen ihres Reichtums an Kalkalgen.

O. Abel (10) meint, im Untermediterran des Wiener Tertiärbeckens hätten alle Horizonte seichtere und tiefere Fazies; er behandelt aber die Faziesverhältnisse nicht eingehender.

J. B. Harrison und Jukes-Browne versuchten (11) die abyssische Natur der ineinander übergehenden Globigerinen- und Radiolarienschichten von Trinidad zu beweisen. Dafür führen sie das Vorkommen der Gattung

Ethmodiscus an, die ausschließlich in der Tiefsee zu finden sei. Auf der betreffenden Sitzung der Geological Society [1899] sprach SOLLAS gegen diese Folgerungen und bemerkte, daß *Ethmodiscus* nicht nur in der Tiefsee vorkommt. Gewiß entsprechen diese Bildungen nicht völlig dem heutigen Globigerinenschlamm, doch betrachte ich die Seichtwassertiere entbehrenden, zum großen Teil aus planktonischen Resten aufgebauten Ablagerungen als abyssal [s. Allg. Teil, Kap. VI. 10]. Es kann noch bemerkt werden, daß R. J. LECHMERE GUPPY (**12**) diese *Globigerina*-beds dem Eozän zuteilt.

TH. FUCHS (**13**) verglich die Fauna des Badener Tegels mit den rezenten Tiefwasserfaunen des Roten Meeres; so soll diese nach meiner Nomenklatur der bathyalen Region angehören. Später erkannte er in dem Pleurotomeenton des Indischen Ozeans ein unbestreitbares Analogon des Badener Tegels (**14**) [S. im Allg. Teil].

N. ANDRUSSOW (**15**) unterschied mehrere Fazies unter den Mediterranschichten der Umgebung des Schwarzen Meeres. Bathymetrisch trennt er aber nur zwei Gruppen ab: die kalksandige Seichtwasserfazies und die tonigen Ablagerungen größerer Tiefen. Er schreibt (**15**74–75): «Die kalksandige Fazies stellt mehrere Subfazies dar und zwar:

1. eine sandige Subfazies mit *Lucina dujardini* DESH., *Ervilia praepodolica* ANDRUS., *Donax tarchanensis* ANDRUS., *Mactra* sp., *Syndesmya* sp., *Solen* sp., *Cardium multicostatum* BR., *Rissoa protogena* ANDRUS.

2. eine Subfazies der Detrituskalke, welche aus einem Zerreibsel der Conchylien und Nulliporen bestehen und dickschalige Formen enthalten, wie große *Mytilus*, *Tapes taurica* ANDRUS., *Nassa dujardini*, *Nassa obliqua*, *Cerithium cattleyae* BAILY, *Trochus pictiformis* ANDRUS.

3. eine Subfazies der Bryozoenkalke, welche als unregelmäßig halbkugelige Massen inmitten der übrigen Subfazies vorkommen. Die Halbkugeln bestehen aus konzentrischen Schalen von *Cellepora*, *Lepralia*, *Membranipora* und aus Serpeln und Nulliporen. Die Oberfläche der Halbkugel ist mit kleinen *Spirorbis* und Balanen bedeckt. Für Bryozoenkalke ist das Vorkommen von *Avicula*, kleinen *Modiola*, *Arca*, *Chama*, *Venerupsis*, *Saxicava* charakteristisch.

Diese Ablagerungen sind im seichten Wasser zur Ablagerung gekommen, wie es aus ihrer Fauna und besonders aus dem Vorkommen von Nulliporen und Siphoneen (*Acicularia andrusovi* SOLMS) erhellt». Ich würde diese Bildungen in die seichtere neritische Zone einteilen.

Den tonigen Ablagerungen geben *Spirialis, Leda, Neaera, Buccinum restitutianum* usw. eine bathyale Erscheinung, ja sie sind sogar denen des Mecsek-Gebirges in Südungarn so ähnlich, daß ich voraussetzen möchte, daß die südungarischen mediterranen Tiefseefazies (Mecsek, Krassó-Szörény) weit nach Osten eine ununterbrochene Fortsetzung hatten.

Bei Bochnia (Galizien) finden sich in den mit dem Steinsalz zusammenhängenden, tonigen Obermediterranschichten reiche planktonische Faunen, mit den Pteropoden *Spirialis valvatina, Vaginella depressa, Cleodora spina,* doch herrschen die Foraminiferen *Globigerina bulloides* und *Orbulina universa* vor. E. HAUG (**16**1666) betrachtet diese Schichten als Lagunenablagerungen: «C'est là un exemple frappant de la possibilité qu'ont les organismes planctoniques de pénétrer dans les lagunes; on peut le soumettre aux méditations des géologues qui n' hésitent pas à qualifier d'abyssal tout dépôt qui renferme des Globigerines ou des Pteropodes.» Die Entstehung des Steinsalzes in dieser Formation ist aber gar nicht so klar, daß sie als Faziesbeweis gebraucht werden dürfte: mir scheint also die Lagunennatur dieses Vorkommnisses nicht bewiesen zu sein.

W. DEECKE zählt in seiner großen Faziesstudie (**17**) eine Menge Faziesangaben auf, doch kaum eine originelle Feststellung wird bei ihm klar auseinandergesetzt und bewiesen. Hauptsächlich aber gibt er die Literatur dazu gar nicht an. Über die Tegel des Wiener Beckens schreibt er, sie seien schon ein Übergang von den tieferen zu den Flachwasserablagerungen. Welche Tiefen er hier verstehen will, kann man nicht wissen und darum auch nicht bestreiten. Soviel ist aber ganz klar, daß diese Tegelablagerungen, die so verschiedene Fazies vertreten, nicht in einer Gruppe zusammenzufassen sind. — Zu einer tieferen litoralen Zone rechnet er die südfranzösischen Faluns; doch sind auch diese Bildungen so mannigfaltig, daß sie schwer als eine Einheit in Betreff der Faziesverhältnisse behandelt werden können. Die Mollassbildungen hält er z. T. für litorale Miozänschichten.

Im österreichischen Mediterran unterscheidet SCHUBERT (**18**) die Fischfaunen der Flachsee (Leithakalk) und der Tiefsee (Badener Tegel). O. ABEL (**19**) bezweifelt aber, daß die gedachten Fische schon derzeit in den Tiefen lebten, sondern ihre rezenten Verwandten sollten erst in späteren Zeiten in die Tiefsee gewandert sein. Doch wird die bathyale Natur des Badener Tegels auch durch die Begleitfaunen erwiesen; O. ABEL spricht auch nicht dagegen.

Eigentlich gehört nicht mehr zu den marinen Fazies, kann jedoch

als interessante Erscheinung erwähnt werden, daß bei Korneuburg im Austrien der Wind einzelne Meerestiere in die [miozänen] Lagunen getrieben haben soll (**20**), wo sie jetzt in diesen nichtmarinen Ablagerungen zu finden sind.

K. Andrée nennt (**21**) die Pleurotomeentone und Dentalientone hemipelagisch. In Bezug auf die ersten wird dies [also bathyaler Ursprung] allgemein angenommen [s. hauptsächlich bei Th. Fuchs l. c.] Die Dentalien kommen aber in verschiedenen Fazies in einer größeren Anzahl vor, so auch in bathyalen Tegelbildungen; doch gehören ihre charakteristischen Vorkommnisse in die mittlere und seichtere neritische Zone [s. das Mediterran des Cserhát-Gebirges in Ungarn und das Eozän der Insel Wight.] Der Schlier soll nach ihm entweder die Ablagerung großer Tiefen oder die eines Nebenmeeres sein. Ich selbst halte den Schlier für entschieden bathyal; bei den Ablagerungen der Meere normalen Salzgehalts lege ich, wie schon erwähnt, auf Nebenmeernatur kein Gewicht.

C. Diener (**22**) bestreitet, daß der Badener Tegel in einer Tiefe über 200 m abgelagert wäre, da er nach den heutigen Lagerungsverhältnissen nicht so viel niedriger als die gleichaltrigen litoralen Leithakonglomerate liegt. Es können aber wohl tektonische Bewegungen beträchtliche Niveauänderungen unter diesen Bildungen verursachen; vor allem muß man beachten, daß der Badener Tegel wohl eine Mächtigkeit von 400 m erreichen kann; daher muß man annehmen, daß entweder der Boden im Laufe der Sedimentation wirklich gesunken ist oder das Meer tiefer gewesen sein muß als seine Ablagerung dick ist: beide Fälle sprechen gegen Diener's Ansichten.

Ich behandelte die Faziesfragen der Miozänbildungen Ungarns in mehreren Arbeiten. Die Aufsätze über das nordöstliche Cserhát-Gebirge (**23** u. **24**), über die Umgebung von Budapest (**25** u. **26**), Zebegény (**27**), das Mecsek- (**28**) und Báner-Gebirge (**29**) benutze ich bei der Beschreibung der Faziesverhältnisse der betreffenden Gegenden.

Die kalkig-sandigen Bildungen von Fót (**30**) verglich ich dem Alter wie der Fazies nach mit den Eggenburger Schichten [d. h. seichtere neritische Zone]. Dafür sprechen vornehmlich die großen *Pecten*-, Ostreen- und Echinoideenarten, die häufigen Anomien, *Turbo*, *Lithodomus* und knolligen Bryozoen.

Aus dem Ipoly-Tale beschrieb ich (**31**) fünf Obermediterranfaunen, die ich in die tiefere Zone der neritischen Region einteilte. In ihren Foraminiferenfaunen kommen nur vereinzelt Flachwasserarten vor, am häufigsten

sind aber *Globigerina bulloides, Textularia carinata* und Lageniden, unter den Muscheln *Pecten cristatus, Leda, Arca diluvii, Corbula gibba,* an Schnecken *Natica, Turritella turris, Pleurotoma, Ancillaria,* im allgemeinen aber von einigen Seichtwasserarten begleitet.

Die europäischen Miozänbildungen sind für Faziesstudien sehr geeignet. In den heutigen Ablagerungen des Mittelländischen Meeres und des Roten Meeres findet man meistens die Analoga oder mindestens sehr ähnliche Bildungen, mit deren Hilfe sich die miozänen Faziesverhältnisse gut erklären. Daneben sind sie sehr mannigfaltig, was die Vollkommenheit der Systeme und Einteilungen fördert. Allerdings ist dies ein Zeitalter, in dem man die schnellsten Fortschritte der Fazieskunde erwarten kann. Es gibt bereits eine so große Anzahl Faziesangaben über das Miozän, daß ich hier Vollkommenheit keineswegs anstrebe, sondern die instruktiven guten Beispiele hervorheben muß. Daher behandle ich hier die Mediterranschichten des Wiener Tertiärbeckens nicht, obgleich diese z. T. als klassische Vorkommnisse gewisser Fazies betrachtet werden müssen. Wegen des unendlichen Reichtums an Fundorten und Faunen wären hier lange spezielle Faziesstudien an Ort und Stelle nötig, die bisher nicht gemacht wurden; jetzt sind unsere Kenntnisse noch ziemlich lückenhaft.

Ich begann meine Faziesstudien mit dem Mediterran des Cserhát-Gebirges; darum behandle ich es hier auch zuerst.

Das Miozän des Cserhát-Gebirges.

Über die Faziesverhältnisse des Tortonien in den nordöstlichen Teilen des Cserhát-Gebirges hielt ich im Herbst 1922 in den Sitzungen der Ungarischen Geologischen Gesellschaft zwei Vorträge (**32** u. **33**), bald erschien eine kurze Zusammenfassung meiner Ergebnisse (**23**) und erst 1924 eine ausführlichere Beschreibung (**24**), auch mit dem Schlier [Helvetien] erweitert. Da das nur ungarisch erschien, muß ich es hier ausführlich wiedergeben; dabei habe ich die Listen mehrerer Faunen, die ich in diesem Gebiet sammelte und bearbeitete nur in den beiden Vorträgen (**32** u. **33**) veröffentlicht; die werde ich hier der Vollständigkeit halber vorführen, besitzen sie auch nicht immer größere Bedeutung für die Faziesfragen, weil sie neuere Daten zur Geologie der Gegend bieten. Über die geologischen Verhältnisse dieser Gegend s. noch E. Noszky (**38**, **39** u. **40**).

*

1. Die litoralen Bildungen sind in den meisten Gebieten im allgemeinen selten, da sie sich nur in einer schmalen Zone bilden und oft durch Abrasion oder Erosion bald nach ihrer Ablagerung wieder zerstört werden. Übrigens gibt es keine scharfe Grenze zwischen der litoralen und neritischen Region. Es ist aber zweckmäßig, diese in der Fazieskunde etwas tiefer zu ziehen, als es bei den heutigen bathymetrischen Meereszonen üblich ist: sonst blieben kaum Ablagerungen, die in die litorale Region einzuteilen wären und die auch sonst sehr große neritische Region wäre noch erweitert.

Im nordöstlichen Cserhát finden wir in der Schlucht der Kis-Zagyva eine charakteristische Litoralbildung. Hier lagert auf dem Andesitkomplex Lithothamnienkalk und darüber die Schicht, die E. Noszky «Pernenbank» nennt, ein mergeliger Kalkstein, aus dem ich folgende Fauna gesammelt und bestimmt habe:

Solenastraea sp.
Serpula sp.
Perna soldanii Desh.
Pecten elegans Andr.
Pecten sp. *(Chlamys)*
Ostrea sp.
Arca barbata L.
Chama gryphoides L.
Cardium sp.
Cardium cfr. *edule* L.
Venus aglaurae Brong.
Venus miocenica Micht.
Meretrix italica Defr.
Lutraria oblonga Chemn.
Haliotis tuberculata L.
Trochus sp.
Trochus miliaris Br.
Monodonta araonis Bast.
Solarium moniliferum Bronn
Turritella sp.
Cerithium perversum L.
Cerithium zeuschneri Pusch
Pleurotoma sp.
Murex cfr. *aquitanicus* Grat.
Fusus sp.,

daneben kommen auch Reste von *Lithothamnium ramosissimum* Rss. vor. Diese Fauna weicht von den anderen Obermediterranschichten dieser Gegend, von den tieferen, wie den seichteren neritischen Fazies stark ab. Es gibt darin kaum Arten, die auch in anderen benachbarten Vorkommnissen eine bedeutendere Rolle spielten. Der Grund dafür ist, daß diese Fauna aus einem noch seichteren Wasser stammt als die übrigen. Keine einzige Art spricht für größere Tiefen und mit der rezenten Verteilung verglichen, fallen die folgenden als charakteristische Litoraltiere auf:

Arca barbata
Chama gryphoides
Cardium edule
Venus aglaurae
Lutraria oblonga
Haliotis tuberculata
Cerithium perversum

und hauptsächlich *Perna soldanii*, die in einer solchen Menge vorkommt, daß sie gesteinsbildend und für die Schicht sehr charakteristisch ist; ähnliche Pernenbänke sind auch heute im Litoral zu finden (**34**). Unter den rezenten Litoralbildungen ähnelt diese am meisten dem sog. «Blockstrand» (**35**): größere Andesitgerölle sind darin zerstreut. Dieselben lithologischen und faunistischen Eigenschaften sind aber in einem anderen Vorkommnis an der nordöstlichen Seite des Sámsonházaer Várhegy [Festungsberg] viel besser ausgeprägt [s. unten].

Auffallend ist der große Unterschied, den diese Fauna einer anderen litoralen Obermediterranfauna des Ungarischen Mittelgebirges gegenüber zeigt, der durch die Gesteinsart, d. h. die derzeitigen Beschaffenheiten des Meeresbodens verursacht ist. Diese andere Fauna ist die des litoralen Sandes bei Bia [Horizont No. 3. von M. v. Hantken], die der Gauderndorfer Fazies entspricht und vorwiegend aus aragonitschaligen grabenden Muscheln zusammengesetzt ist. Diese grabenden Muscheln spielen im Vorkommnis der Schlucht der Kis-Zagyva keine Rolle, dagegen sind hier die Schnecken viel häufiger, was für den Blockstrand charakteristisch ist. In den beiden gleichaltrigen und gleichfalls litoralen Faunen gibt es keine einzige gemeinsame Art; es ist ein gutes Beispiel, daß große paläontologische Unterschiede zwischen Ablagerungen ähnlicher Tiefen möglich sind.

Es gibt noch Fundstellen in der Gegend, wo *Perna soldanii* als herrschende Art hervortritt: so an der Nordseite der Schlucht der Kis-Zagyva [gegenüber dem zuerst behandelten Vorkommnis] und in den Weingärten zwischen Sámsonháza und Mátraszőllős. An beiden Orten ist eine nicht mächtige, mergelige Kalkschicht mit unzähligen *Perna soldanii*-Schalen, aber sehr armen Begleitfaunen zu finden, nur Lithothamnien sind häufig. Im Liegenden wie im Hangenden geht an beiden Orten die Schicht in Lithothamnienkalk oder Lithothamnien-Mergelkalk über. Diese besitzen keine gut ausgeprägten Litoralcharaktere mehr. Die Fauna dieser Pernenschicht an der Nordseite der Kis-Zagyva-Schlucht ist folgende:

Schizaster sp.
Ostrea plicatula Gmel.
Arca barbata L.
Perna soldanii Desh.
Natica sp.

Das andere Vorkommnis liegt ungefähr in der Mitte zwischen Sámsonháza und Mátraszőllős in den Weingärten, in einem etwas höheren Niveau als das vorige; darin fand ich:

Schizaster sp.
Echinolampas hemisphaericus Lk.
Perna soldanii Desh.
Pecten latissimus Br.

Ostrea sp. *Venus* cfr. *miocenica* Micht.

Auf der Nordostlehne des Sámsonházaer Várhegy liegt unmittelbar auf dem Andesitkomplex ein kalkiges Andesitkonglomerat, das wohl auch «Pernenbank» genannt werden kann. F. Schafarzik hat diese Lokalität zuerst ausgebeutet und davon eine Fauna von 14 Formen (36) beschrieben; ich konnte diese Fauna bedeutend erweitern:

Korallen [sehr schlecht erhalten]
Serpula sp.
Perna soldanii Desh.
Pecten opercularis L.
Flabellipecten sp.
Chlamys sp.
Ostrea sp.
„ *crassissima* Lk.
Lithodomus avitensis May.
(*lithophagus* L.)
Arca sp.
„ *diluvii* Lk.
Pectunculus pilosus L.
(*bimaculatus* Poli)
Cardita ex. aff. *partschi* Gf.
„ *elongata* Bronn
Crassatella moravica Hörn.
Cardium sp.
„ *fragile* Br.
Venus sp.
„ *multilamella* Lk.
„ *ovata* Penn.
„ *subplicata* d'Orb.
Venus scalaris Bronn
Meretrix sp.
Tapes cfr. *basteroti* May.
Calyptraea chinensis L.
Natica sp.
„ *millepunctata* Lk.
„ *josephinia* Riss. (?)
Turritella vermicularis Br.
Cerithium sp.
Cypraea sp.
Columbella curta Bell.
Buccinum sp.
Murex sp.
Mitra sp.
Oliva flammulata Lk.
Ancillaria glandiformis Lk.
Conus sp.
„ *fuscocingulatus* Bronn
Bulla sp.
Dentalium sp.
Balanus concavus Bronn

Perna soldanii ist am häufigsten und es finden sich in der Fauna auch andere Litoraltiere, doch ist die Litoralnatur dieser Fauna nicht so entschieden wie die der Pernenbank in der Kis-Zagyva-Schlucht. Der Boden war hier mit Andesitblöcken bedeckt, die von den Wellen kaum bewegt werden konnten: an diese geheftet oder sich darunter verbergend wohnte die reiche Fauna. Unter solchen Faziesverhältnissen pflegten sehr reiche Faunen vorzukommen: hier ist aber die Erhaltung sehr schlecht. Der überwiegende Teil der Fauna ist in der seichteren neritischen Zone

heimisch; es ist kaum zu entscheiden, ob diese Bildung in die litorale Region oder in die seichtere Zone der neritischen Region eingeteilt werden soll.

*

II. Die seichtere neritische Zone kann im Fall der Mediterranschichten «Lithothamnienzone» benannt werden, da diese Kalkalgen darin ungemein verbreitet sind. Oft werden diese Bildungen auch «Leithakalke» genannt. In unserer Gegend sind diese in vertikaler wie horizontaler Richtung die ausgedehntesten; dazu gehören die Lithothamnienkalke, Mollusken- und Foraminiferenkalke.

a) Im Lithothamnienkalk sind im allgemeinen nur die Kalkalgen gesteinsbildend, während die Mollusken eine unbedeutende Rolle spielen, [nicht so aber im Mecsek-Gebirge, wo diese auch gesteinsbildend sind]. Die Faunen sind gewöhnlich sehr arm.

Zwischen Mátraszőllős und Sámsonháza bedeckt der Lithothamnienkalk große Oberflächen. *Pecten latissimus* Br. kommt darin sehr häufig, *Spondylus crassicosta* weniger häufig vor, andere Tierreste sind aber kaum zu finden. Das Gestein ist stellenweise tuffhaltig. Wo der Kalk in Kalkmergel übergeht, verschwindet *Spondylus crassicosta* oder wird mindestens selten. Aus dem Mergelkalk hat F. Schafarzik eine kleinere Fauna beschrieben (**36**).

In der Schlucht der Kis-Zagyva, bei Sámsonháza kommt Lithothamnienkalk in drei übereinander liegenden Horizonten vor, an der Süd- wie Nordseite der Schlucht. Im Profil der Südseite beginnt das Tortonien über dem Pyroxenandesittuff mit einer Lithothamnienkalkschicht, die in der Mitte etwas sandig ist. Ich fand darin:

Vioa sp. (Bohrlöcher)
Echinolampas sp.
Clypeaster sp. (eine sehr große Form)
Onychocella angulosa Rss.
Pecten latissimus Br.
Spondylus crassicosta Lk.
Ostrea sp.

Darüber folgt die Pernenbank. Darüber wieder eine dünnere Schicht Lithothamnienkalk mit sehr wenig Mollusken:

Pecten latissimus Br.
Pecten opercularis L.
Spondylus crassicosta Lk.

und mit mehreren inkrustierenden Bryozoen:

Membranipora
Schizoporella
Mucronella
Cellepora

Ähnlich sind diese Schichten auch an der Nordseite ausgebildet; das oberste Niveau, über sandigen Bryozoenschichten, ist aber an der Nordseite besser zugänglich. Die Gesteinsart ist ziemlich veränderlich, oft ist der Kalk etwas sandiger, oder nicht so reich an Lithothamnien. Seine Fauna ist denen der unteren Schichten sehr ähnlich:

Onychocella sp.	*Pecten opercularis* L.
Schizoporella linearis Hass.	*Ostrea* sp.
Cellepora globularis Bronn	*Anomia ephippium* L.
Pecten latissimus Br.	*Venus* sp.

Mit diesen Schichten endet das Tortonien nach oben. Diese Faunen sind weit ärmer als die Bestimmung der Fazies zu ermöglichen, wenn keine reicheren Faunen aus anderen Lokalitäten zur Verfügung stünden. Von den Bryozoen kann bemerkt werden, daß hier nur die inkrustierenden Arten verbreitet sind, während die verästelten Formen keine Rolle spielen.

Im Steinbruch von Mátraszőllős kommt eine schöne Fauna im Lithothamnienkalk vor, die Stef. Vitális beschrieben hat (37). Die herrschenden Elemente sind die Echinoideen, Mollusken und Vertebraten. Die Foraminiferen, Korallen, Würmer und Bryozoen sind durch je eine Art vertreten:

Heterostegina costata d'Orb.	*Serpula* sp.
Heliastraea reussana M. Edw.	*Membranipora* sp.

Unter den Echinoideen sind *Scutella, Pliolampas, Schizobrissus* und *Prospatangus* durch je eine, die für diese Fazies charakterischen, großen, dickschaligen Gattungen *Clypeaster* und *Echinolampas* zusammen durch neun Arten vertreten. Unter den Mollusken sind häufiger:

Pecten latissimus Br.	*Panopaea menardi* Desh.
Spondylus crassicosta Lk.	*Trochus patulus* Br.
Cardium discrepans Bast.	

Das sind die Arten, die in der seichteren neritischen Zone am meisten charakteristisch und in jeder Gegend verbreitet sind. Als Seltenheit kann noch die riesengroße

Pholadomya böckhi Pávay

erwähnt werden. Die vielen Reste von Vertebraten: *Pisces, Crocodilia* und *Cetacea* haben für die Faziesverhältnisse keine Bedeutung.

An der Berglehne über Mogyoróspuszta lagert über einer fossilführenden tuffigen Schicht mergeliger Lithothamnienkalk, der oben in reinen Kalk übergeht. Ich fand darin eine schöne, reiche Fauna:

Pecten latissimus Br.
„ *malvinae* Dub.
„ cfr. *incrassatus* Partsch
Spondylus crassicosta Lk.
Ostrea sp.
Pectunculus sp.
„ *pilosus* L.
Cardita cfr. *partschi* Gf.
Lucina sp.
„ *columbella* Lk.
Dosinia orbicularis Ag.
Venus sp.
„ *multilamella* Lk.
Venus scalaris Bronn
Meretrix erycinoides Lk. (?)
Tapes vetula Bast.
Tellina lacunosa Chemn.
Corbula carinata Duj.
Trochus patulus Br.
Turritella archimedis Brong.
„ *turris* Bast.
Buccinum sp.
Pyrula condita Brong.
Bulla lignaria L.
Dentalium sp.

Am häufigsten ist *Tapes vetula*, mit der das Gestein stellenweise ganz gefüllt ist; sie ist auch in den Korallenkalken und Leithakalken derselben Tiefenzone sehr verbreitet, also eine charakteristische Art dieser Zone. Im Gegensatz ist hier das verbreitetste Fossil der Lithothamnienkalke, *Pecten latissimus*, selten. Auffallend ist, daß die Schnecken nur im unteren, mergeligen und tuffigen Teil der Schicht zu finden sind, oben aber verschwinden.

b) Die Molluskenkalke (gewöhnlich als Leithakalke bezeichnet) sind im nordöstlichen Cserhát selten, dagegen in anderen Gegenden, wie bei Budapest, Tétény, Bia, im Mecsek-Gebirge usw. sehr verbreitet.

Zwischen Mátraszőllős und Sámsonháza fand ich Molluskenkalk in einem Aufschlusse, wo außer *Echinolampas* sp. nur Mollusken zu finden waren:

Pecten sp.
„ *opercularis* L.
„ *scabrellus* var. *bollenensis*
Pectunculus bimaculatus Poli (*pilosus*)
Venus multilamella Lk.
Turritella turris Bast.
„ *archimedis* Brong.
Conus sp.
Cypraea sp.

Die Muscheln *Pecten opercularis* und *Pectunculus pilosus* sprechen für die Leithakalkzone; die Fauna ist aber zu einer zuverlässigen Faziesbestimmung zu arm.

Eine Molluskenkalkschicht lagert an der Berglehne gegenüber dem Sámsonházaer Várhegy, südöstlich von Mogyoróspuszta zwischen Bryozoensand [unten] und Lithothamnienkalk [oben]. Vorherrschend sind darin die Muscheln, darunter auch *Pecten*. Ich sammelte aus dieser Schicht:

Vioa sp. (Bohrlöcher)	*Ostrea* sp.
Clypeaster sp.	*Pectunculus pilosus* L.
Serpula sp.	*Cardita* sp.
Terebratula sinuosa Br.	*Cardium* sp.
Pecten latissimus Br.	*Venus multilamella* Lk.
„ *revolutus* Mich.	*Thracia corbuloides* Desh.
„ *opercularis* L.	*Corbula gibba* Olivi
„ *scabrellus* var.	*Lithodomus*-Bohrlöcher
bollenensis Sacc.	*Dentalium* sp.
„ *substriatus* d'Orb.	

c) In einem Vorkommnis fand ich Foraminiferenkalk im nordöstlichen Cserhát: nordöstlich von Sámsonháza im oberen Teile eines sich gegen den Várhegy öffnenden Tales. In einem Steinbruche ist hier Kalk, in dem Foraminiferen gesteinsbildend sind; außer ihnen sind noch *Pecten*- und Echinoideenbruchstücke darin vorhanden. In Dünnschliffen waren folgende Genera zu erkennen:

Triloculina	*Textularia*
Quinqueloculina	*Polystomella*
Alveolina	*Amphistegina*.

Diese Fazies reihe ich [s. Allg. Teil, Kap. VI. 9.] auch in die seichtere neritische Region ein. Mit anderen Gegenden verglichen ist dieser Foraminiferenkalk dem von Nagymaros (27₉₃) lithologisch wie faunistisch sehr ähnlich; der Alveolinenkalk von Bia ist aber sandiger und wird hauptsächlich aus den Schalen der Alveolinen aufgebaut, die hier keine größere Rolle spielen.

*

III. In der mittleren Zone der neritischen Region gibt es zwei verschiedene Fazies, die ich zuerst auch bathymetrisch voneinander zu unterscheiden versuchte (24₁₂ u. ₁₇), bis meine Untersuchungen im Mecsek-Gebirge meine Ansichten änderten. Hier bilden nämlich die eine, die Bryozoenfazies, wie die andere, die Molluskenfazies, Übergänge von den seichtesten Ablagerungen zu den tieferen neritischen und bathyalen Schichten.

a) Die Bryozoenfazies ist im Cserhát sehr verbreitet, dagegen fehlt sie z. B. gänzlich bei Budapest; im Mecsek-Gebirge spielt sie wieder eine größere Rolle. Lithologisch ist sie sehr veränderlich: von reinem Kalke geht sie bis in den Ton oder in kalkigen Sand, Andesittuff enthaltenden Sand über. Die Bryozoen sind darin gesteinsbildend, zu den wichtigsten Elemen-

ten der Faunen gehören aber auch die Brachiopoden und Echinodermen von kleinerer Gestalt, weil sie kaum in anderen Fazies zu finden sind und so die Bryozoenschichten sehr gut charakterisieren. Stellenweise kommen auch Dentalien und Lithothamnien massenhaft in dieser Fazies vor; die letzteren sind aber gar nicht so verbreitet wie in der seichteren Zone. Oft bilden die Bryozoenschichten langsame Übergänge zu den Lithothamnien-kalken.

Die sandig-kalkigen, tuffhaltigen Bryozoenschichten an der Südseite des Meszestető-Berges [bei Mátraverebély] wurden im Allg. T., Kap. VI. 6. als Typus der Bryozoenfazies beschrieben. Diese Schichten haben eine Fortsetzung nach Nordosten und sind an der Ostseite desselben Berges über dem Dorf Szupatak auch schön aufgeschlossen. Hier lagern sie in einer Mächtigkeit von 6—10 m, stellenveise wegen des Fehlens des Andesitkomplexes unmittelbar auf dem Schliermergel. Die Verteilung der Fossilien ist sehr ungleichmässig; an einem Orte sind Muscheln *(Pecten, Ostrea)* oder Dentalien häufig, an einem anderen aber die Bryozoen; anderswo kommen die Bryozoen und Dentalien gemengt vor; oft ist aber das Gestein auch ganz fossilleer. Die Echinodermen sind seltener als an der Südseite des Berges und sind schlecht erhalten. Unter den Bryozoen ist hier die Gattung *Idmonea* am verbreitetsten, die aber auch in den übrigen Vorkommnissen zu den herrschenden Formen gehört. Unter den Muscheln ist das häufige Vorkommen des *Pecten revolutus* Mich. bemerkenswert; im nordöstlichen Cserhát ist er in mehreren Fazies verbreitet, während er anderswo, wie z. B. in der Umgebung von Budapest, im Mecsek-Gebirge usw. kaum zu finden ist.

Eine sehr gut erhaltene Bryozoenfauna befindet sich in den Rednek-Weingärten bei Mátraszőllős. Gestein und Fauna sind denen des Meszestető sehr ähnlich. Die häufigeren Bryozoenarten sind hier:

Scrupocellaria elliptica Rss. — *Porella cervicornis* Pallas
Cellaria fistulosa L. — *Idmonea coronopus* Defr.

In kleinerer Anzahl gibt es *Pecten-* und Echinoideenbruchstücke und Dentalien.

Südöstlich des Pachthofs Mogyorópuszta, an der Berglehne gegenüber dem Sámsonházaer Várhegy lagern die Bryozoenschichten zwischen dem Pyroxenandesittuff und dem Molluskenkalk [s. o.]. Die Gesteinsart ist sehr verschieden, es gibt sandige, kalkige und tuffige Bänke. Die Bryozoen und Echinoideen (mittelgroße Gestalten) sind in der Fauna vorwiegend; die Mollusken sind nicht zahlreich, doch nicht so selten wie in anderen

Bryozoenschichten. *Pecten revolutus* ist wegen seiner größeren Anzahl, *Sthenorytis globosa* als Seltenheit in dem ungarischen Miozän bemerkenswert. Ich fand hier folgende Arten:

Actinometra sp.	*Schizoporella* sp.
Cidaris sp. (zahlreiche Stacheln)	*Mucronella* sp.
Arbacina sp.	*Cellepora globularis* Bronn
Clypeaster subfolium Pom.	*Crisia subaequalis* Rss.
Conoclypus sp.	„ *edwardsi* Rss.
Echinolampas subpentagonalis Greg.	*Hornera* sp.
	Idmonea sp.
Prospatangus sp.	*Pecten revolutus* Mich.
„ cfr. *austriacus* Lbe.	*Flabellipecten* sp.
Serpula sp.	*Chlamys* sp.
Terebratula sp.	*Ostrea* sp.
„ *sinuosa* Br.	„ *frondosa* de Serr.
Membranipora sp.	*Anomia ephippium* L.
Onychocella angulosa Rss.	*Venus* sp.
Cellaria fistulosa L.	*Sthenorytis globosa* de Bon. var.
Retepora cellulosa Smt.	

Sehr schön sind die Bryozoenschichten in der Schlucht der Kis-Zagyva aufgeschlossen. Über der zweiten Lithothamnienkalkschicht lagert gelblicher Bryozoensand, darüber folgt grober, brauner, fossilleerer Sand. Der Bryozoensand ist ungefähr 3 m mächtig; er besteht aus drei Bänken. Die untere ist ziemlich kalkig und enthält viele kleine, verästelte Bryozoen, dann Dentalien und Lithothamnien. In der mittleren Bank sind die Fossilien sehr selten. In der oberen aber sind außer den verästelten Bryozoen auch die größeren, knolligen und inkrustierenden Arten verbreitet. Es befanden sich darin:

Quinqueloculina sp.	*Scutella vindobonensis* Lbe.
Polymorphina sp.	*Echinolampas* sp.
Globigerina oulloides d'Orb.	*Leiocidaris* cfr. *sismondai* May.
Rotalia sp.	*Serpula* sp.
Truncatulina sp.	*Membranipora* sp.
„ *bouéana* d'Orb.	*Scrupocellaria elliptica* Rss.
„ *haidingeri* d'Orb.	*Cellaria fistulosa* L.
Amphistegina hauerina d'Orb.	*Tubucellaria cereoides* E. et S.
Cidaris sp.	*Retepora cellulosa* Smitt.
„ *zeamays* Sism.	*Crisia* sp.

Crisia edwardsi Rss.
Idmonea sp.
„ *coronopus* Defr.
Pecten latissimus Br.
„ *scabrellus* var. *bollenensis* Sacc.
Flabellipecten sp.
Spondylus crassicosta Lk.
Ostrea sp.
Dentalium sp.
„ *incurvum* Ren.

Unter den Foraminiferen ist *Amphistegina hauerina* am häufigsten ; die Foraminiferenfauna ist noch die der Flachsee, doch nicht mehr so arm wie die der Lithothamnienkalke [dementsprechend s. (1)]. *Scutella* und *Echinolampas* gehören zwar zu den charakteristischen Gattungen der seichteren neritischen Region, die übrigen Fossilien entsprechen aber gut der Bryozoenfazies.

Reinen Bryozoenkalkstein kenne ich im nordöstlichen Cserhát nur an einer Fundstelle: nördlich von Mátraverebély gegen Szentkút, noch an der Südseite des Hügelzuges. Das Gestein ist voll kleiner verästelter Bryozoen, hauptsächlich *Idmonea* und *Retepora cellulosa; Amphistegina hauerina* d'Orb. ist darin auch häufig.

Aus dem Steinbruch von Mátraszőllős hat St. Vitális (37) die Fauna eines bläulich-gelblichen Tones beschrieben. Es gibt darin eine sehr reiche Fauna, stellenweise ist sie ganz lumachellenartig. Mir scheint diese Bildung einen Übergang zwischen der Lithothamnien- und der Bryozoenfazies zu bilden. Unter den Foraminiferen tritt *Heterostegina costata* d'Orb. massenhaft auf. Die Echinodermenfauna zeigt am besten den Übergang zwischen den beiden Fazies: von den charakteristischen Formen der Leithakalke ist *Clypeaster* noch ziemlich häufig, *Echinolampas* dagegen nicht mehr vertreten; andererseits sind auch die kleinen Echinodermen der Bryozoenfazies: Crinoideen, Cidariden und Echiniden, wie

Antedon
Cidaris zeamays Sism.
„ *melitensis* Forb.
Centrostephanus
Prionechinus
Arbacina

vorhanden. Die Bryozoen sind zahlreich, doch hauptsächlich die inkrustierenden Formen. Die Brachiopoden werden durch die Gattungen *Cistella, Terebratulina, Terebratula* [kleine Gestalten] vertreten. Die Gastropoden spielen keine Rolle; die Muscheln sind die der Lithothamnienzone: *Pecten latissimus* Br., *Ostrea, Spondylus crassicosta* Lk.; nur die kleinen *Chlamys*-Arten sind auch in der Bryozoenfazies heimisch. Die Balanen sind sehr häufig, die Lithothamnien nicht selten. So scheinen also zwei Lebensge-

meinschaften in dieser Schicht gemischt zu sein: die Bryozoen, Brachiopoden, kleinere Echinodermen sprechen für die Bryozoenfazies, die Muscheln, große *Clypeaster*-Arten und Lithothamnien für die seichtere Zone der neritischen Region.

Östlich von Tótmarokháza, an dem Wege nach Szupatak, fand E. Noszky eine Dentalienschicht, in der keine anderen Fossilien vorkommen. Da die Dentalien gewöhnlich in der Bryozoenfazies eine größere Rolle spielen, so z. B. in der Kis-Zagyva-Schlucht und an der Ostseite des Meszestető-Berges sozusagen gesteinsbildend in dieser Fazies vorkommen, rechne ich auch diese Bildung zu der Bryozoenfazies.

b) Die sandige Molluskenfazies besitzt keine charakteristische Lebensgemeinschaft und darum fällt es schwer, sie in die Tiefenzonen einzuteilen. Die Faunen der hiesigen Vorkommnisse sind einander ähnlich genug. Ihre Hauptcharaktere sind, daß unter den Mollusken noch viele Leitformen der seichteren neritischen Faunen vorhanden sind und auch viele tiefere neritische Arten [s. Allg. Teil, Kap. VI. 7. und VIII.] Die Unterscheidung der mittleren und tieferen Zone ist mangels bestimmter Lebensgemeinschaften, nach der Proportion der Mollusken der bekannten seichteren und tieferen Fazies willkürlich. Mir schienen die folgenden Faunen wenigere Tiefseearten zu enthalten als die sog. «höheren marinen Tegel» [tiefere Zone] und so betrachte ich sie als der mittleren neritischen Zone angehörig.

Die reichsten Fundstätten dieser Fazies sind im kalkigen Sand an der Westseite des Meszestető-Berges neben der Szent László-Quelle. Der Sand liegt auf dem Andesittuff. E. Noszky beschrieb 140 Arten davon (**38**), darunter sind charakteristische Arten der seichtesten Fazies, wie

Perna soldanii Desh.	*Tellina lacunosa* Chemn.
Pecten latissimus Br.	*Trochus patulus* Br.
Pectunculus pilosus L.	*Lithothamnium ramosissimum* Rss.
Lucina columbella Lk.	

und Tiefseearten, wie

Lucina multilamellata Desh.	*Pleurotoma crispata* Jan.
Corbula gibba Olivi	„ *suessi* Hoern.
Turritella turris Bast.	*Ringicula buccinea* Desh.
Chenopus pespelecani Phil.	*Adeorbis woodi* Hoern.;
Pleurotoma sabinae H. et Au.	

außerdem sind noch die folgenden häufig:

Teredo norvegica SPENG.
Corbula carinata DUY.
Cardita schwabenaui HOERN.
Conus dujardini DESH.
Ancillaria glandiformis LK.

Wenn wir diese Faunen mit denen des Wiener Beckens vergleichen, sehen wir, daß die Mehrzahl der Arten denen von Steinabrunn und Pötzleinsdorf entspricht. Es ist möglich, daß einige Fossilien aus den nahen Lithothamnienkalken dieser Fauna beigemengt wurden.

Ein anderes Vorkommnis dieser Fazies liegt bei Tótmarokháza, wo der über dem Andesittuff lagernde feine, kalkige Sand eine sehr gut erhaltene Molluskenfauna enthält. Zuerst hat F. SCHAFARZIK diese Lokalität beschrieben (**36**); später hat hier E. NOSZKY ca. 130 Arten gesammelt. Seine Faunenliste wurde noch nicht veröffentlicht; mit seiner Erlaubnis führe ich hier einige Arten dieser Fauna an:

Ostrea frondosa DE SERR.
Nucula nucleus L.
Cardita partschi GF.
„ *schwabenaui* HORN.
Chama gryphoides L.
Diplodonta trigonula BRONN.
Ervilia pusilla PHIL.
Circe eximia HORN.
Corbula gibba OLIVI
„ *basteroti* HORN.
Natica millepunctata LK.
Neritina picta FÉR.
„ *distorta* HORN.
Rissoina nereina D'ORB.
Eulima lactea D'ORB.
Turritella turris BAST.
Chenopus pespelecani PHIL.
Cerithium vulgatum BRUG.
„ *crenatum* BR.
Columbella curta BELL.
Buccinium brugadinum GRAT.
Voluta rarispina LK.
Ancillaria glandiformis LK.
Terebra basteroti NYST
Pleurotoma granulatocincta MUNST.
„ *sabinae* H. et AU.
Conus fuscocingulatus BRONN
„ *dujardini* DESH.
Ringicula buccinea DESH.

In dieser Fauna fehlt schon der größte Teil der ausgesprochenen Seichtwasserelemente; das Fehlen des *Pecten latissimus, Spondylus crassicosta, Perna* usw. unterscheidet sie von der vorigen Fauna, der sie übrigens sehr ähnlich ist. Es ist fraglich, ob diese Bildung nicht in die tiefere neritische Zone gehört. Ihre Ähnlichkeit mit den Pötzleinsdorfer Schichten des Wiener Beckens hat schon F. SCHAFARZIK (**36**) betont.

In den Gräben an der Westseite des Halastó-Berges [südlich von Tótmarokháza] sind gelbliche, tuffhaltige Sandschichten aufgeschlossen; darin kommen reiche Faunen vor, die der von Tótmarokháza sehr ähnlich

sind. In der Sammlung der Bergwerksdirektion von Salgótarján befindet sich ein reiches Material davon.

Über dem Pachthof Mogyoróspuszta fand ich an der Berglehne eine Fauna dieser Fazies in dem sandigen Pyroxenandesittuffe:

Silicispongien-Nadeln
Pectunculus pilosus L.
Lucina dentata Bast.
Cardium sp.
Cardita sp.
Venus sp.
„ *basteroti* Desh.
Corbula gibba Olivi
Neritina distorta Hörn.
Turritella turris Bast.
Cerithium crenatum Br.
Strombus nodosus Bors. forma *subcancellata* Grat.

Columbella curta Bell.
Buccinum sp.
„ *hörnesi* Semp.
„ *reticulatum* L.
Tudicla cfr. *rusticula* Bast.
Mitra sp.
Voluta ficulina Lk.
Ancillaria glandiformis Lk.
Terebra fuscata Br.
Pleurotoma sabinae H. et Au.
Conus sp.
„ *fuscocingulatus* Bronn
Ringicula buccinea Desh.

Auch in dieser Fauna fehlen die großen, dickschaligen Mollusken der seichteren neritischen Region, doch fehlen auch die charakteristischen Arten der tieferen Fazies.

*

IV. In der tieferen Zone der neritischen Region treten die Seichtwasserformen in den Hintergrund und es erscheint schon ein großer Teil der bathyalen Arten. Wenn auch keine bestimmte Lebensgemeinschaft darin vorkommt, sind ihre Faunencharaktere doch hauptsächlich wegen ihrer reichen Vorkommnisse im Wiener Becken, unter dem Namen «höhere marine Tegel» gut bekannt. Unsere Faunen bleiben aber in Hinsicht auf den Reichtum weit hinter den österreichischen zurück.

Eine Fundstätte liegt auf dem nordöstlichen Teile des Meszestető-Berges neben dem nach Szupatak führenden Fahrwege. Auf dem Schlier liegt hier eine ganz dünne Andesittuffschicht und darüber der kalkige Ton, in dem ich die folgenden Arten fand:

Echinolampas sp.
Serpula sp.
Pecten sp.
„ *revolutus* Mich.
Anomia ephippium L

+ *Leda fragilis* Chemn.
+ *Nucula nucleus* L.
Lucina sp.
„ *columbella* Lk.
Cardium sp.

Cardium multicostatum Br.
+ *Venus multilamella* Lk.
+ *Corbula gibba* Olivi
Lutraria oblonga Chemn.
+ *Natica helicina* Br.
Turritella archimedis Brong.
+ „ *turris* Bast.
„ *vermicularis* Br.
+ *Chenopus pespelecani* Phil.
+ *Buccinum* sp.
+ *Murex partschi* Hörn.
Conus fuscocingulatus Bronn
+ *Ringicula buccinea* Desh.
+ *Vaginella depressa* Daud.
Dentalium sp.

Die Seichtwassermollusken spielen hier eine sehr kleine Rolle; die größere Tiefe wird hauptsächlich durch die mit + bezeichneten Arten angedeutet.

Nördlich von der Szent László-Quelle, an dem Tótmarokházaer Fahrwege liegen tonige Schichten über den Leithakalken. Ihr stratigraphischer Zusammenhang mit dem oben behandelten Ton ist nicht klar. Sie scheinen aber einem höheren Niveau zu entsprechen. Bei keinem der beiden ist das Hangende sichtbar. Die hiesigen Tonschichten sind schon weniger kalkig, jedoch zäh und lassen sich schwer schlämmen. Die Fauna entspricht völlig denen der höheren marinen Tegel. Z. B. mit der Grinzinger Fauna stimmen neun Zehntel der Mollusken überein. Im unteren Teile sind die Austern sehr häufig, darüber folgt die beste fossilführende Schicht, darüber härterer Ton mit vielen *Chlamys* und zunächst wieder eine der zweiten ähnliche Schicht. Es kommen darin vor:

Pecten cristatus Bronn
Chlamys sp.
Ostrea sp.
Leda fragilis Chemn.
Arca diluvii Lk.
Limopsis anomala Eichw.
Lucina multilamellata Desh.
Venus sp.
„ *multilamella* Lk.
Corbula sp.
„ *gibba* Olivi
„ „ var. *curta* Loc.
Aspergyllum miocenicum Vad.
Turritella archimedis Brong.
„ *turris* Bast.
Natica helicina Br.
Chenopus pespelecani Phil.
Cassis saburon Lk.
Buccinum sp.
Dentalium sp.
„ *novemcostatum* Lk.
„ cfr. *incurvum* Ren.
Vaginella depressa Daud.

Südöstlich von Mogyorópuszta, zwischen dem Sámsonházaer Várhegy und der Kote 379 bilden gräulich-blaue Tonschichten den oberen Teil des Obermediterrans. Die Tonschichten liegen beinahe horizontal und sind durch einen ostwestlichen Graben gut aufgeschlossen. Die Versteinerungen

sind darin sehr ungleichmässig verteilt: an einigen Stellen ist der Ton fossilleer, an anderen wieder enthält er eine sehr reiche Fauna:

Pecten cristatus Bronn
Chlamys sp.
Modiola sp.
„ *hörnesi* Rss.
Leda fragilis Chemn.
Arca sp.
„ *diluvii* Lk.
Pectunculus pilosus L.
Lucina sp.
„ *dujardini* Desh.
Cardium fragile Br.
„ cfr. *michelotti* May.
Venus sp.
„ *multilamella* Lk.
Meretrix sp.
„ *italica*
Tellina sp.
Tellina cfr. *donacina* L.
Syndesmya sp.
Solen legumen (Pharus) L.
Lutraria sp.
Corbula carinata Duj.
„ *gibba* Olivi
„ „ „ var. *curta* Loc.
Calyptraea chinensis L.
Natica helicina Br.
Turritella sp.
„ *archimedis* Brong.
„ *turris* Bast.
Chenopus pespelecani Phil.
Pyrula condita Brong.
Nassa sp.
Murex sp.
Dentalium pls. sp.

Die Mollusken sind hauptsächlich nur als Steinkerne erhalten. Die herrschenden Arten sind: *Chenopus pespelecani, Corbula gibba, Leda, Lucina, Pecten cristatus.*

Ähnlicher Ton ist etwas weiter nordwestlich in einer Wasserrinne am Fusse des Berges aufgeschlossen. Das Gestein ist weniger kalkig, läßt sich leichter schlämmen. Die Fauna ist der anderen sehr ähnlich, die herrschenden Arten sind aber: *Venus multilamella, Turritella turris, Turritella archimedis* und *Chenopus pespelecani;* also nur der letztere ist den herrschenden Formen der anderen Fauna gemeinsam. Ich fand 33 Arten an dieser Lokalität:

Textularia sp.
„ cfr. *deperdita* d' Orb.
Cristellaria sp.
Orbulina universa d' Orb.
Globigerina bulloides d' Orb.
Rotalia sp.
Truncatulina sp.
Pecten sp.
Pecten cristatus Bronn
„ *revolutus* Mich.
Ostrea sp.
Leda fragilis Chemn.
Arca diluvii Lk.
Pectunculus pilosus L.
Lucina sp.
„ *dujardini* Desh.

Lucina columbella LK.
Cardium multicostatum BR.
Venus sp.
„ *cincta* EICHW.
„ *multilamella* LK.
» *islandicoides* LK. *(Meretrix)*
Donax sp.
Corbula gibba OLIVI
„ *carinata* DUJ.
Calyptraea chinensis L. (?)
Natica helicina BR.
Turritella archimedis BRONG.
„ *turris* BAST.
Chenopus pespelecani PHIL.
Murex sp.
„ *partschi* HÖRN.
Dentalium sp.

Die Seichtwassermollusken sind schon ziemlich selten [wie z. B. *Pectunculus pilosus, Lucina columbella*]; unter den Foraminiferen sind *Orbulina* und *Globigerina* schon vorhanden, jedoch nicht in großer Anzahl und die reiche Tiefwasserforaminiferenfauna ist noch nicht zu finden. Diese Bildungen erreichen also die Tiefe der Pleurotomeentone noch nicht.

*

V. In die seichtere Zone der bathyalen Region ist die Badener Tegelfazies, in die tiefere Zone der Schlier einzuteilen. In unserem Gebiet gehört außer dem Schlier nur eine Tortonfauna in die seichtere bathyale Zone. Die Fazies des normalen Schliers behandle ich später; in den oberen Schichten des Schliers kommen aber an einigen Orten solche Fossilien vor, die eine kleinere Meerestiefe bedingen; diese reihe ich mit Vorbehalt in die seichtere bathyale Zone.

Am Südfusse der Kote 379 geht oben der eben behandelte Ton in feine gelbe, etwas sandige Tonschichten über. Daraus sammelte ich eine an Individuen sehr reiche Fauna.

Quinqueloculina akneriana D'ORB.
Textularia sp.
Glandulina sp.
Cristellaria calcar L.
Polymorphina acuta D'ORB.
Orbulina universa D'ORB.
„ „ var. *bilobata* D'ORB.
Globigerina bulloides D'ORB.
„ „ var. *trilobata* RSS.
„ *quadrilobata* D'ORB.
Rotalia sp.
Nonionina communis D'ORB.
Cidaris sp.
Pecten cristatus BRONN.
„ *scabrellus* var. *bollenensis* SACC.
Flabellipecten sp.
Ostrea (Pycnodonta) sp.
Arca diluvii LK.
Erycina sp.
Venus sp.
„ *multilamella* LK.
„ ex. aff. *brocchii* DESH.
Natica helicina BR.
Turritella turris BAST.
Chenopus pespelecani PHIL.

Nassa sp.
Fusus sp.
Mitra sp.
„ cfr. *striatula* Br.
Conus sp.
Dentalium badense Partsch
Ostracoden.

Die Lebensgemeinschaft der Pleurotomeentone läßt sich darin nicht erkennen, doch sind alle Arten so, daß sie auch in diesen, sicher bathyalen Lebensgemeinschaften vorkommen und hauptsächlich da heimisch sind. Die weitaus überwiegenden Arten sind: *Pecten cristatus, Natica helicina, Dentalium badense*; diese sind auch in den typischen bathyalen Pleurotomeentonen sehr häufig. Die neritischen Elemente fehlen im Gegensatz zu den Ablagerungen der tieferen neritischen Zone. Die Foraminiferenfauna, mit *Polymorphina*, zahlreichen *Cristellaria*, *Orbulina*, *Globigerina* ist auch der Badener Tegelfazies von Österreich ähnlich.

Nur der Reichtum der Fauna bleibt weit hinter dem der Badener; umso reiner ist aber die Fazies. A. Gressly hielt (40a11) die reichsten Faunen für die reinsten Faziesfaunen; dies ist gar nicht so. In den reichen Fundstätten, wo die Lebensverhältnisse wahrscheinlich nicht sehr spezialisiert waren, konnten mehrere, auch in jener Tiefe nicht heimische Arten leben. So sind die reichen Faunen [z. B. von Baden] gewöhnlich nicht frei von den Elementen anderen Fazies, wohl aber die ärmeren Faunen.

E. Noszky veröffentlichte (38) aus den oberen Schichten des Schliers zwei interessante Faunulen. Am Südwestfusse des Koklica-Berges neben Tótmarokháza ist der Schlier in einem Graben aufgeschlossen. Sein unterer Teil ist fossilleer, darüber finden sich aber unmittelbar über dem Andesittuff schlecht erhaltene Fossilien im Tonmergel:

Venus multilamella Lk.
Pyrula condita Brong.
Turritella turris Bast.
Dentalium bouéi Desh.

An der Ostseite des Meszestető-Berges westlich vom Dorfe Szupatak fand er gleichfalls in den obersten Teilen des Schliermergels die folgenden Mollusken:

Venus multilamella Lk.
Tellina sp.
Lucina sp.
Corbula carinata Duy.
Turritella archimedis Brong.
Calyptraea chinensis L.

Auf Grund dieser Faunulen erklärte E. Noszky diese Schichten für obermediterran im Gegensatz zu dem typischen Schlier, den man in Ungarn als Untermediterran zu betrachten pflegte. Diese Schichten gehören wirklich zum Obermediterran. Da aber der ganze Schlier unbedingt in die Helvet-



stufe zu rechnen ist [s. z. B. (**16**)]. sollen diese oberen Schichten dem Alter nach von dem Hauptteil des Schliers nicht, wohl aber in Bezug auf die Fazies getrennt werden. Die Formen, die die Eigenartigkeit der Schlierfaunen geben und die als charakteristische Tiefseearten zu betrachten sind [s. u.], fehlen in diesen oberen Schichten. Die oben aufgezählten Arten sind die der mittleren Tiefen; vom mittleren Teil der neritischen Region bis in die seichtere bathyale Zone können sie wohl vorkommen; die genauere Stelle läßt sich wegen der Armut der Faunen nicht bestimmt entscheiden. Es ist also klar, daß diese Bildungen aus seichterem Wasser stammen als der tiefbathyale typische Schlier. Ob er aber in das Neritikum oder in die seichtere Zone der bathyalen Region gehört, ist fraglich. Voraussetzungsweise teile ich sie der letzteren zu, weil sie lithologisch dem typischen Schlier so sehr ähneln, daß sie bathymetrisch nicht weit von ihm abstehen können.

Die Fazies des Schliers behandle ich ausführlich bei dem Miozän des Mecsek-Gebirges.

Umgebung von Budapest.

Das Plateau von Tétény [Tettinger Heide] südwestlich von Ungarns Hauptstadt ist zum großen Teil aus Obermediterranschichten aufgebaut. Diese Stufe ist hier vorwiegend als Leithakalk ausgebildet, doch in sehr verschiedenartigen Fazies (**25 u. 26**). Anderswo pflegen die Leithakalkbildungen ziemlich eintönig zu sein, hauptsächlich die Lithothamnienkalke. Schon im Cserhát versuchte ich noch weitere Unterscheidungen zwischen den Leithakalkbildungen zu machen; die hiesigen sind von denen des Cserhát-Gebirges ziemlich verschieden.

I. Die überwiegende Mehrzahl der Vorkommnisse hat sich als seicht-neritisch erwiesen, jedoch am Rande des Tortongebiets an drei voneinander weit entfernt liegenden Punkten: im Einschnitt des Militärweges zwischen Kamaraerdő und Kőérberek, bei Bia und am Sidonien-Berg an der Südseite des Plateaus kommen litorale Bildungen vor.

Bei Bia bilden den unteren Teil des wohlbekannten Obermediterranvorkommnisses (**41**) kalkig-sandige Schichten. Diese Schichten bilden den unteren, weniger steilen Teil des Abhanges und sind nur in einem Graben zu beobachten. Versteinerungen befinden sich nur zerstreut darin. Nur in der Mitte, in grauen tonigen und sandigen Schichten (Horizont 3. von

Hantken) kommt eine reichere Fauna vor. In dem unteren, tonigen Teile fand ich viele *Schizaster*-Reste, in dem oberen, kalkigen Sand ist aber eine reichere Fauna vorhanden:

Avicula phalanacea Lk.
Ostrea lamellosa Br.
Anomia ephippium L.
„ „ var. *costata* Br.
„ „ var. *pseudopecten* Sacc.
Cardium sp.
„ *hians* Br.
„ *turonicum* May.
Venus islandicoides Lk.
„ „ var.
Cytherea (Meretrix) sp.
Tapes vetula Bast.
Tellina lacunosa Chemn.
Lutraria sp.
Panopaea menardi Desh.
Pholadomya sp.
„ *alpina* Match.
Thracia sp.
„ *pubescens* Pultn.
Trochus patulus Br.
Turritella archimedis Brong.
„ *turris* Bast.
Pyrula condita Brong.
Conus sp.

Diese Fauna stimmt unter allen Miozänschichten am besten mit der von Gauderndorf überein. Diese Ähnlichkeit kann nur durch die Fazies verursacht werden, nicht durch das Alter: die Gauderndorfer Schichten sind untermediterran, die von Bia obermediterran. In diesen Faunen herrschen die größeren aragonitschaligen, grabenden Muscheln; unter denen kommen bei Gauderndorf, wie bei Bia vor:

Cardium hians Br., *Venus islandicoides* Lk., *Tapes vetula* Bast., *Tellina lacunosa* Chemn., *Panopaea menardi* Desh., *Lutraria*;

es sind vorhanden bei Bia, jedoch nicht bei Gauderndorf:

Pholadomya alpina Match., *Thracia pubescens* Pultn.

Bei Gauderndorf spielen eine große Rolle, bei Bia aber fehlen: *Psammobia labordei, Mactra buclandi, Tapes basteroti, Cardium hoernesianum,* die charakteristische untermediterrane Arten sind, also nicht wegen der Fazies, sondern des Alters wegen fehlen müssen. Wie wir aber im allgemeinen Teile sahen (Kap. VI. 1.), ist diese Lebensgemeinschaft für sehr kleine Meerestiefen charakteristisch und wo diese grabenden Muscheln herrschen, muß man litorale Bildungen voraussetzen. Diese Schicht gehört also, wie die Gauderndorfer Schichten, in die litorale Region.

Am Nordrand des Tétényer Plateaus, zwischen dem Kammerwald und dem Kőérberek-Tal sind im Einschnitt des Weges, der zu dem Militärschießstand führt, die Obermediterranschichten gut aufgeschlossen. Diese

von E. LŐRENTHEY beschriebene Lokalität (42) weist im Obermediterran vier Horizonte auf. Die 2.—4. bestehen aus grobem, schotterhaltigem, mergeligem Kalkstein, welcher eine sehr interessante Fauna enthält: mehrere Arten kommen in Ungarn sonst nicht, oder nur sehr selten vor. Die Fauna der zweiten Schicht ist die folgende:

Alveolina melo D'ORB.
Heliastraea sp.
Cidaris desmoulinsi SISM.
„ *schwabenaui* LBE.
Cellepora globularis RSS.
Pecten aduncus EICHW.
Lithophagus lithophagus L.
Pectunculus obtusatus PARTSCH.
Cypricardia transylvanica HÖRN.
Venus clathrata DUJ.
Saxicava arctica L.
Gastrochaena dubia PENN.
„ *intermedia* HÖRN.
Jouannetia semicaudata DESM.
Haliotis ovata BON.
Cypraea leporina LK.
Decapoden-Krebse.

LŐRENTHEY hat angenommen (43), daß diese Schichten Riffbildungen wären. Das Gestein ist aber keineswegs aus Riffbildnern aufgebaut, die Lagerung ist gar nicht riffartig, sondern eine ganz normale Schicht; in der Fauna spricht kein Element für die Riffazies; der Schottergehalt des Kalkes stimmt zu der vorausgesetzten Riffnatur des Gesteines auch nicht. Die häufigen Bohrmuscheln sind auch keine sicheren Riffbewohner (wie LŐRENTHEY annimmt): sie können an jedem Ufer mit hartem Boden vorkommen und wenn sie in so großer Anzahl wie hier zu finden sind, dann sind sie direkt als Beweise der litoralen Fazies zu betrachten [Allg. Teil, Kap. VI. 2.].

Eine dem sehr verbreiteten Molluskenkalke nahestehende Bildung befindet sich am Südrand des Tétényer Plateaus, am Südfusse des Sidonien-Berges. Hier sammelte ich aus dem kieselschotterhaltigen, groben Kalkstein folgende Arten:

Miliola sp.
Alveolina melo D'ORB.
Rotalia sp.
Echinolampas cfr. *hemisphæricus* LK.
Serpula sp.
Lima sp.
Pecten aduncus EICH.
„ *leythaianus* PARTSCH
Ostrea lamellosa BR.
Arca sp.
Pectunculus pilosus L.
Lucina sp.
„ *columbella* LK.
„ *leonina* BAST.
Cardita jouanneti BAST.
Cardium discrepans BAST.
„ *edule* L.

Cardium hians Br.
„ *turonicum* May.
Venus cfr. *haidingeri* Hörn.
„ *multilamella* Lk.
Tapes vetula Bast.
Panopaea menardi Desh.
Turritella archimedis Brong.
„ *turris* Bast.
Turritella vermicularis Br.
Strombus coronatus Defr.
Fusus valenciennesi Grat.
Tudicla rusticula Bast.
Ancillaria glandiformis Lk.
Conus (Lithoconus) sp.
„ „ cfr. *ponderosus* Br.
Conus (Chelyconus) cfr. *puschi* Micht.

Es ist auffallend, daß in dieser Fauna neben typischen Leithakalkversteine-rungen auch folgende, dieser Fazies fremde Arten vorkommen, nämlich *Fusus valenciennesi, Ancillaria glandiformis, Tudicla rusticula* und *Car-dita jouanneti.* Da diese Arten teilweise auch Bewohner mittlerer und grö-ßerer neritischer Tiefen sind, dürfte man vermuten, daß es sich hier um Schichten aus größeren Meerestiefen als die normalen Leithakalke handelt. Trotzdem aber ist es nicht so, worauf auch die Gesteinsart hinweist. In der angegebenen Fauna sind jene Arten vorhanden, die in größeren Tie-fen nicht mehr zu finden sind. Die erwähnten, fremden Arten aber sind nicht auf die Tiefe angewiesen, sondern vielmehr auf die Mannigfaltigkeit der Lebensumstände, auf die lebhaftere Bewegung des Wassers, infolgedessen die Ernährung erleichtert, ihre Lebensverhältnisse also günstigere waren; sie treten immer nur in reichen Faunen auf, wo also die Lebensverhältnisse nicht nur für einige spezielle Formen günstig waren. Im Cserhát hatte ich ebenfalls Gelegenheit, ähnliche Beobachtungen anzustellen. In einer Bildung (in der Pernenbank am Nordabhange des Várhegy von Sámson-háza), die wahrscheinlich in gleichmässig seichtem Meere entstanden ist, wie der Kalk am Sidonien-Berg fand ich eine ähnliche reiche Fauna mit ihrer fremdartigen Schneckenbegleitung, wie am Sidonien-Berge. Die über-wiegende Mehrzahl der Fauna beweist, daß diese Ablagerung gar nicht weit von der ersten neritischen Zone stehen kann; nach den obigen Gründen vermute ich ihre Stellung an der Grenze der litoralen und der seichteren neritischen Zone.

II. Die übrigen Vorkommnisse sind alle als Fazies seicht- neritischer Grobkalke und Kalksande erwiesen. Die gewöhnlichste Fazies ist hier der sog. Molluskenkalk, ein an Muscheln und weniger an Schneckenpetrefakten reicher Grobkalk. Seine Fauna ist an verschiedenen Fundorten fast gleich; sie besteht hauptsächlich aus großen, dickschaligen Mollusken und enthält auch oft große Echinodermen. Die wichtigsten Fossilien dieser Fazies sind

Pecten leythaianus, Pecten aduncus, Cardium turonicum, Cardium discrepans, Lucina leonina, Tellina lacunosa, Trochus patulus. Die Angehörigkeit dieser Faunen zur seichteren neritischen Zone ist sicher und läßt sich an vielen Orten beweisen, wo sie in den Lithothamnienkalken und Korallenkalken in derselben Zusammensetzung wie hier vorkommen (z. B. im Mecsek-Gebirge). In der seichteren Zone der neritischen Region sind also hier diese Molluskenkalke die wichtigsten Bildungen, während im Cserhát-Gebirge die Lithothamnienkalke diese Rolle übernehmen; im Mecsek-Gebirge sind die beiden gemengt.

Zu dieser Fazies gehören jene Schichten, welche gegen die Mitte des Tétényer Plateaus in dem Schützengraben zu sehen sind; ihre Fauna wurde von F. Schafarzik beschrieben. Die unterste aufgeschlossene Schicht ist hier Kalksand. Auf sie folgt eine dünne Schicht Molluskenkalk, darauf wieder Kalksand, oben abermals Grobkalk und unmittelbar unter dem Sarmatikum liegt noch eine sehr harte, fossilleere Kalkbank.

Die Biaer *Pecten*-Schichten sind diesen ganz gleich. Aus ihrer Fauna können angeführt werden:

Miliola sp.
Alveolina melo d'Orb.
Polystomella crispa L.
Scutella vindobonensis Lbe.
Echinolampas hemisphaericus Lk.
„ cfr. *italicus*
Pinna pectinata Br.
Pecten aduncus Eichw.
„ *leythaianus* Partsch
Ostrea lamellosa Br.
Anomia ephippium L.
Lithophagus avitensis May.
Pectunculus pilosus L.
Arca diluvii Lk.
Lucina columbella L.
„ *leonina* Bast.
Cardium edule L.
„ *turonicum* May.
„ *hians* Br.
„ *discrepans* Bast.
Venus multilamella Lk.
Tapes vetula Bast.
Tellina lacunosa Chemn.
Lutraria sp.
Panopaea menardi Desh.
Trochus patulus Br.
Turritella archimedis Brong.
Voluta taurinia Bon.

In dieser Fazies kommen neben der Molluskenfauna in kleineren Lagen häufig auch Echinoideen vor. Am meisten bekannt ist der von M. v. Hantken benannte «Echinodermenhorizont» (41) von Bia, für den ich den Namen *Scutella vindobonensis*-Horizont bevorzuge (26). Die Scutellen kommen darin beinahe in gesteinsbildender Menge vor, andere Echinoideen sind aber ziemlich selten. Übrigens ist die Fauna der der normalen Mol-

luskenkalke ganz ähnlich; es kommt darin der größte Teil der aus der *Pecten*-Schicht aufgezählten Arten vor und außerdem noch:

Alveolina hauerina d'Orb.	*Cardium edule* var. *contortula* Sacc.
Schizaster sp.	*Venus (Meretrix) islandicoides* Lk.
Prospatangus sp.	*Thracia* sp.
Serpula sp.	*Aspergyllum miocenicum* Vad.
Avicula phalaenacea Lk.	*Natica josephinia* Riss.
Spondylus crassicosta Lk.	*Cerithium duboisi* Horn. *(lignitarum)*
Ostrea digitalina Dub.	*Cypraea globosa* Br.
Pectunculus obtusatus Partsch	*Terebra pertusa* Bast.
Arca turonica Duj.	*Conus mercati* Br.
„ cfr. *Noae* L.	„ *ventricosus* Bronn.

Im allgemeinen selten, nur in einigen Nestern:

Lithothamnium ramosissimum Rss.

Ein ähnlicher Echinodermenhorizont ist auch im Schützengraben zu finden und zwar dort, wo die obere Molluskenkalkschicht in den unter ihr liegenden Kalksand übergeht. Diese Echinodermenschicht ist gar nicht so auffallend, auch schon wegen der Ungunst des Aufschlusses, wie die von Bia, ja nicht mehr als zwei bis drei Echinoideenexemplare wurden hier vordem gefunden. Mir ist es aber gelungen, den Aufschluss zu verbessern und in einigen Stunden 60 Stück der hier vorkommenden Echinoideen, hauptsächlich *Echinolampas hemisphaericus* zu sammeln. Die Begleitfauna ist hier ärmer als bei Bia.

Außer den Molluskenkalken sind noch die Kalksande sehr verbreitet. Sie enthalten sehr wenig Versteinerungen, nämlich außer Flachseeforaminiferen nur *Pecten leythaianus* etwas häufiger; zerstreut kommen auch noch darin einzelne Muscheln vor, aber immer nur die Arten der Molluskenkalke. So sollen diese Kalksande in derselben Tiefe entstanden sein, wie die Molluskenkalke. Die Armut ihrer Fauna ist nicht aus den bathymetrischen Verhältnissen, sondern aus der Beschaffenheit des Meeresbodens erklärlich. Die Fauna des Molluskenkalkes bevorzugte einen härteren Boden, die grabenden Muscheln des 3. Horizontes von Bia hingegen benötigten einen feineren Sand, dieser Kalksand war ihnen wahrscheinlich zu grob.

Es gibt noch eine Fazies in dem seichteren Neritikum unserer Gegend, dies ist der Heterosteginenkalk, den F. Schafarzik nördlich vom Sidonien-Berg, an einem Hügel an der Grenze der Komitate Pest und Fehér, östlich

von dem von Kutyavár nach Törökbálint führendem Wege entdeckt hat. Ich sammelte und bestimmte daraus die folgende Fauna (**25**):

Cristellaria sp.	*Lucina cfr. dentata* Ag.
Nonionina communis d'Orb.	*Diplodonta rotundata* Mont.
Rotalia beccarii L.	*Tellina* sp.
Amphistegina hauerina d'Orb.	*Venus multilamella* Lk.
Heterostegina costata d'Orb.	*Meretrix italica* Defr.
Bryozoen	*Dentalium entalis* L.
Serpula sp.	*Trochus* sp.
Pecten leythaianus Partsch	„ *patulus* Br.
Chlamys sp.	*Turritella archimedis* Brong.
Ostrea lamellosa Br.	„ cfr. *turris* Bast.
Pectunculus pilosus L.	*Buccinum* sp.
Chama gryphoides L.	

In nicht großer Menge kommt *Lithothamnium ramosissimum* vor; in Dünnschliffen erkannte ich noch die Foraminiferengattungen:

Triloculina	*Textularia*;
Quinqueloculina,	

es kommen *Heterostegina costata* und *Amphistegina hauerina* massenhaft, gesteinsbildend vor. Solches Auftreten dieser großen Seichtwasserforaminiferen muss als seicht-neritisch betrachtet werden [s. Allg. Teil., Kap. VI., 9.], Die Begleitfauna verstärkt diese Feststellung. Es sind darin die Mollusken der Lithothamnienfazies usw. vorhanden.

Vergleichen wir jetzt die Fazies des Tétényer Obermediterrans mit denen des nordöstlichen Cserhát-Gebirges. Unter den litoralen Bildungen sind die von dem Kammerwald (Militärweg) und dem Südfuss des Sidonien-Berges der fossilreichen *Perna*-Bank am Nordabhang des Sámsonházaer Várhegy sehr ähnlich, nur das massenhafte Vorkommen der Pernen lässt letztere etwas abweichen. Der Sand von Bia mit den grabenden aragonitschaligen Muscheln findet sich im Cserhát nicht wieder; hingegen fehlt in der Umgebung von Budapest im Obermediterran das bankartige Vorkommen von Austern [z. B. bei Buják im mittleren Cserhát] und von Pernen [in der Schlucht der Kis-Zagyva]. In der seichteren Zone der neritischen Region herrschen hier die Molluskenkalke, im Cserhát treten diese in den Hintergrund und dieselbe Stelle nehmen die Lithothamnienkalke ein. Fauna wie Gesteinsart der Molluskenkalke des Cserhát-Gebirges weichen von denen der Tétényer Gegend ab; das Gestein ist viel kompak-

ter und in der Fauna fehlen viele Arten der Tétényer Molluskenkalkfaunen, so fehlt im nordöstlichen Cserhát das bei Bia ungemein häufige *Cardium turonicum* und die hier sehr wichtigen *Pecten leythaianus* und *Panopaea menardi* sind sehr selten, dagegen ist dort der *Pecten latissimus* vorherrschend, während er hier kaum zu finden ist. Es gibt nur wenige Arten, die in beiden Gegenden häufiger sind, so *Tapes vetula, Tellina lacunosa, Trochus patulus.* — Die Kalksande fehlen im nordöstlichen Cserhát, die Lithothamnienkalke hingegen am Tétényer Plateau. Heterosteginen kommen in großer Menge in einem Tone bei Mátraszőllős vor, dies kann jedoch nicht als Äquivalent des Heterosteginenkalkes vom Sidonien-Berg betrachtet werden, sondern vielleicht der Heterosteginenkalk von Garáb (**36**); den kenne ich aber aus eigener Anschauung nicht. Die tieferen Ablagerungen, die im Cserhát so mannigfaltig sind, fehlen in der Umgebung von Budapest.

Die gemischte Fauna von Zebegény.

Nördlich vom Dorfe Zebegény (**27**) sind die Obermediterranschichten bei der Mündung des Grabens «Vizesárok» in den «Mühlgrund» gut aufgeschlossen. Hier befinden sich drei Steinbrüche; in dem östlichsten von den dreien sieht man die folgende Schichtenreihe:

1. Unten sehr harter, kompakter Lithothamnienkalk mit Biotitandesittrümmern. Er enthält viele Fossilien, die aber nur zu wenigen Arten gehören; am häufigsten sind *Pecten malvinae* Dub., *Pecten latissimus* Br., *Ostrea* sp., *Pectunculus pilosus* L. Ob diese Schicht in die Tortonstufe oder noch in das Helvetien gehört, läßt sich paläontologisch nicht entscheiden.

2. Darüber lagert gelblicher Ton in einer Mächtigkeit von 4—5 m, mit der reichen Fauna, die ich gleich behandeln werde.

3. Die oberste Schicht ist nur an der Nordwand des Steinbruchs sichtbar; es ist ein loser, nicht kompakter Lithothamnienkalk mit *Pecten latissimus* usw.

Im Tone fand ich eine ungemein reiche Fauna, in der alle Tiergruppen vertreten sind:

Foraminifera:

	Textularia sp.	+	*Dentalina* sp.
+	„ *carinata* d'Orb.	+	*Lingulina costata* d'Orb.
+	*Nodosaria consobrina* d'Orb.	+	*Cristellaria* sp.
+	„ *hispida* d'Orb.	+	„ *rotulata* Lk.
+	„ *soluta* Rss.	+	*Uvigerina pygmaea* d'Orb.

+ *Orbulina universa* D'ORB.	+ „ *quadrilobata* RSS.
+ *Orbulina universa* var. *bilobata* D'ORB.	*Rotalia beccarii* L.
+ *Globigerina* sp.	+ „ *soldanii* D'ORB.
+ „ *bulloides* D'ORB.	*Truncatulina lobatula* W. et J.
+ „ „ var. *triloba* RSS.	„ *haidingeri* D'ORB.
	+ *Nonionina umbilicatula* MONT.
	Amphistegina hauerina D'ORB.

Coelenterata:

+ Silicispongien-Nadeln	+ *Balanophyllia concinna* SEG.
+ *Caryophyllia* sp.	+ „ *irregularis* RSS.
Solenastraea sp.	

Echinodermata:

Cidaris sp.	*Echinolampas* sp.
Scutella vindobonensis LBE.	„ cfr. *italicus* LAMB.

Vermes:

Serpula (mehrere Arten)

Bryozoa:

Cellaria fistulosa L.	*Crisia subaequalis* RSS.
Porella cervicornis PALL.	*Idmonea pseudodisticha* SCHAFFH.
Cellepora globularis BRONN.	

Brachiopoda:

Terebratula styriaca DREG.	+ *Platydia anomioides* var. *rotundella* SACC.

Lamellibranchiata:

+ *Pecten cristatus* BRONN	*Ostrea* sp.
„ *inflatus* MÜLL.	„ *crassissima* BR.
„ *revolutus* MICHT.	„ *frondosa* DE SERR.
„ *latissimus* BR.	+ *Nucula mayeri* HÖRN.
„ *ventilabrum* GF.	+ *Leda fragilis* CHEMN.
„ *scabrellus* var. *bollenensis* SACC.	+ „ *nitida* BR.
Spondylus crassicosta LK.	*Arca* sp.
Anomia ephippium L.	+ *Arca diluvii* LK.
„ „ var. ex aff. *pseudopecten* SACC.	„ cfr. *honthiensis* MAJER
	Pectunculus pilosus L.
	+ *Lucina* sp.

Cardium multicostatum Br.
„ cfr. *fragile* Br.
„ cfr. *edule* L.
Venus sp.
„ *haidingeri* Hörn.
„ *multilamella* Lk.
Tellina planata L.
Tellina serrata Ren.
Psammobia cfr. *uniradiata* Br.
Mactra sp.
Lutraria oblonga Chemn.
Corbula carinata Duj.
Aspergyllum miocenicum Vad.

Gastropoda:

Trochus patulus Br.
\+ *Solarium* sp.
Capulus hungaricus L.
Sigaretus haliotoideus L.
\+ *Natica* sp.
Turritella archimedis Brong.
\+ „ *turris* Bast.
Rissoa sp.
Rissoina moravica Hörn.
\+ *Chenopus pespelecani* Phil.
\+ *Rostellaria dentata* Grat.
Cypraea amygdalum Br.
„ *sanguinolenta* Gmel.
\+ *Cassis saburon* Lk.
Eudolium subfasciatum Sacc.
Ficula condita Brong.
\+ *Buccinum* sp.
\+ „ *caronis* Brong.
\+ *Columbella nassoides* Bell.
Triton tarbellinum Grat.
Purpura sp.
\+ *Murex partschi* Hörn.
Fusus sp.
Fasciolaria sp.
Mitra sp.
„ cfr. *bronni* Mich.
\+ „ *cupressina* Br.
\+ *Conus dujardini* Desh.
\+ *Conus berghausi* Mich.
„ *puschi* Mich.
„ cfr. *haueri* Partsch
„ *striatulus* Br.
\+ *Vaginella* sp.
\+ „ *depressa* Daud.
\+ „ *acutissima* Aud.
\+ „ *gibbosa* Aud.

Scaphopoda:

\+ *Dentalium badense* Partsch
Dentalium cfr. *sexangulum* Schröth.

Cephalopoda:

\+ *Aturia aturi* Bast.

Arthropoda:

Balanus concavus Bronn
\+ Ostracoden

Vertebrata:

Lamna hastata Ag.
Labriden-Zahn

Dem Alter nach gehört diese Fauna unbedingt in das Tortonien, wenn es auch solche Formen darin gibt, wie z. B. *Aturia aturi* und *Ostrea crassissima,* die hauptsächlich im Untermediterran und Helvetien verbreitet sind.

Die Faziesverhältnisse dieser Bildung lassen sich nicht so leicht erkennen. Man findet darin nämlich die Tiefseearten und die Arten der seichtesten neritischen Zone in beinahe gleicher Menge. So könnte man zuerst daran denken, daß diese Ablagerung aus größeren oder mittleren neritischen Tiefen stammt, wo die seichteren wie die tieferen Elemente noch leben können. Doch die mit dem + Zeichen versehenen Arten vertreten eine vollkommen charakteristische bathyale Fauna, nicht nur jene Arten der bathyalen Faunen, die oft auch in kleineren Tiefen vorkommen. Dagegen sind auch die bezeichnendsten Tiere der seichteren neritischen Zone vorhanden: hauptsächlich z. B. *Pecten latissimus, Pectunculus pilosus, Ostrea crassissima, Trochus patulus, Scutella vindobonensis, Echinolampas, Solenastrae* (konstruktive Koralle.) Hier befinden sich also nicht jene bathymetrisch ziemlich gleichgültigen Arten, die in den «gemischten» Faunen der größeren neritischen Tiefen vorhanden zu sein pflegen; der größte Teil der Fauna ist tiefseebewohnend oder strandnah. Es darf also nicht vorausgesetzt werden, daß diese Faunenteile so verschiedenen Charakters zusammen leben könnten; auch heute finden sich solche Lebensgemeinschaften voneinander scharf getrennt in ganz verschiedenen Tiefen. Die bathyale Fauna soll also in situ gelebt haben [natürlich mit Ausnahme der nichtbenthonischen Foraminiferen, Vaginellen und *Aturia*], die neritischen Elemente wurden aber aus den benachbarten seichteren Meeresteilen in die Tiefe geschwemmt. Es ist unmöglich, daß die eine Hälfte der Fauna aus einem schon abgelagerten und wieder zerstörten Sediment stammt. In den bathyalen Tiefen ist eine so grosse Zerstörung, wie sie hier zur Bildung dieser Mischablagerung bedingt würde, ganz unwahrscheinlich; wenn aber in der Nähe des Ufers, wo die seichteren Faunenelemente wohl leben könnten, durch die Meeresabrasion eine bathyale Tonbildung zerstört würde, dann würden die zarten Schalen oder Steinkerne gar nicht erhalten bleiben, wie sie hier wirklich erhalten geblieben sind; so sind z. B. die dünnen, zerbrechlichen Schalen des *Pecten cristatus* am besten erhalten. Auch das Gestein zeigt keine Zeichen einer solchen Zerstörung. Es läßt sich diese Erscheinung also nicht anders erklären als so, daß sich hier um die Mitte des Tortonien ein tiefer Graben auf dem Meeresboden hinzog, in dem die reiche bathyale Fauna lebte und die verstorbenen Tierreste von den nahen neritischen Meeresteilen

in die Tiefen hinabgeschleppt wurden, wobei die steile Böschung des Meeresbodens und vielleicht Strömungen geholfen haben.

Eine ähnliche gemischte Fauna kommt auch in Italien bei Bocca d'Asino (Scrivia-Tal) vor, die als Typus der Tortonstufe betrachtet wird. F. SCHAFFER (**44**) untersuchte die dortige reiche Fauna [leider nur die Mollusken, nicht alle Tiergruppen]. Er hat wahrgenommen, daß ein Teil der Fauna und zwar immer dieselben Arten die Zeichen dynamischer Einwirkungen tragen und andere auch zarte, zerbrechliche Arten immer schön unverletzt erhalten sind. Er stellte die unverletzten und die schlecht erhaltenen Arten getrennt zusammen und kam zu dem Ergebnis, daß die ersten einer bathyalen, die letzteren aber einer neritischen Fauna entsprechen. Diese Erklärung hat auch É. HAUG angenommen (**16**1642); so wage ich auch die gemischten Charaktere der Fauna von Zebegény ähnlich zu erklären. F. SCHAFFER konnte sich bei der Trennung der beiden Faunenteile auf den Erhaltungszustand der Fossillien stützen. Dies ist hier unmöglich, da die meisten aragonitschaligen Tiere nur als Steinkerne und Abdrücke erhalten sind und auch die kalzitschaligen keine besondere Abrollung zeigen, weil die neritischen Arten wahrscheinlich aus einer nicht beträchtlichen Entfernung hierher getragen wurden. Bei der Fauna von Bocca d'Asino mußte man aber die Erhaltung zu Hilfe nehmen, da die beiden Faunen bathymetrisch nicht so weit voneinander entfernt stehen ; bei Zebegény sind die beiden aber so sehr verschieden, daß sich die Trennung auch ohne diese Hilfe vornehmen läßt. Ich muß aber noch bemerken, daß die mit + nicht bezeichneten Arten nicht alle als seicht-neritisch betrachtet werden sollen, sie können z. T. auch aus mittleren Tiefen stammen.

Das Miocän des Mecsek-Gebirges.

Die Mediterranschichten des Mecsek-Gebirges in Südungarn habe ich ausführlich studiert (**28**). Die Faziesverhältnisse der marinen Ablagerungen sind sehr abwechslungsreich, sowohl die seichteren, wie die tieferen Bildungen sind verbreitet.

1. Litorale Ablagerungen lassen sich den Faunen nach nicht nachweisen, der Gesteinsart nach soll aber das kalkige Konglomerat westlich von Mecsekszabolcs in diese Gruppe eingereiht werden.

2. Wie im marinen Miocän Ungarns gewöhnlich, gehören die mannigfaltigsten Bildungen zu der seichteren Zone der neritischen Region, so die Lithothamnien-, Korallen-, Molluskenkalke, Sande und Sandsteine, oft

mit reichem Fossilinhalt, oft sehr arm an Versteinerungen. Wie ich schon im Allg. Teil erwähnt habe, kommen im Mecsek-Gebirge die Faunen, die anderswo gesondert in den Lithothamnienkalken, Korallenkalken und Molluskenkalken [also in verschiedenen Ausbildunsgformen der sog. Leithakalke] zu finden sind, oft zusammen vor.

Im nördlichen Teil des Gebirges verdienen hauptsächlich die Lithothamnienkalkvorkommnisse der Umgebung von Mecsekpölöske Beachtung. Die wichtigeren Fossilien sind hier die folgenden:

+ *Pecten aduncus*	+ *Cardium turonicum*
+ „ *leythaianus*	*Venus* pls. sp.
„ *latissimus*	*Turbo rugosus*
„ *elegans*	*Trochus*
Ostrea	+ *Turritella archimedis*
Lithodomus avitensis	*Strombus coronatus*
+ *Pectunculus pilosus*	*Cypraea*
+ *Lucina leonina*	+ *Conus* pls. sp.

Die mit + bezeichneten Arten sind den Faunen derselben Fazies in der Gegend von Budapest gemeinsam; eine auffallende Abweichung davon ist die Häufigkeit von *Pecten elegans, Pecten latissimus* und *Turbo rugosus.* Im südlichen Mecsek sind die Lithothamnienkalke auch sehr verbreitet, überall von Pécs bis Pécsvárad, doch enthalten sie nicht so reiche Faunen, wie bei Mecsekpölöske. Die meisten Fossilien sind den dortigen gemeinsam, die Seltenheit von Cardien, *Pecten aduncus* und *Pecten leythaianus* ist aber sehr auffallend.

Die Molluskenkalke spielen hier nicht jene große Rolle unter den Leithakalkbildungen wie bei Budapest. Hauptsächlich sind Fundstätten von Kovacéna und Kishajmás zu nennen, wo in den Molluskalken denen der Lithothamnienkalke ähnliche Faunen zu finden sind; hier kommen auch die im Mecsek sehr seltenen, anderswo aber sehr verbreiteten Arten *Tapes vetula* und *Echinolampas hemisphaericus* vor.

Häufig kommen die Korallen im Leithakalke bei Ormándi dűlő [südlich von Hosszúhetény] vor. Diese Bildung scheint aber von den normalen Lithothamnienkalken kaum abzuweichen. Im Steinbruche von Mecsekpölöske [an der Südostseite des Dorfes] ist ein in gewissem Maße riffartiger Kalkstein aufgeschlossen. Die Korallen sind darin gesteinsbildend, die Lagerung ähnelt den wirklichen Korallenriffen, nur ihre Dimensionen erreichen nicht die der heutigen Riffe der tropischen Meere. In der Bildung des

Gesteins nehmen auch die Lithothamnien einen beträchtlichen Teil und die bezeichnenden Lithothamnienkalk- und Molluskenfaunen sind, wie schon erwähnt, reichlich mit enthalten.

Im südlichen Mecsek fand ich noch einige Leithakalkarten. Bei der Quelle Szamárkút kommt unter mehreren kalkig-sandigen Gesteinsarten auch Alveolinenkalk vor, dem von Bia usw. sehr ähnlich. Auch zwischen dem Albrechtschacht und Georgschacht [nordöstlich von Pécs] liegen zerstreute Foraminiferenkalktrümmer am Boden; in den Dünnschliffen lassen sich

Miliola	*Rotalia*
Alveolina	*Amphistegina*
Textularia	*Polystomella*
Nodosaria	

erkennen; er ist also den Foraminiferenkalken von Nagymaros (**24**$_{93}$) und Sámsonháza (**21**$_{11}$) ähnlich.

Bei Mecsekszabolcs und bei der Luftkolonie findet man sandige Schichten, deren Faunen auch der seichteren neritischen Zone entsprechen, die aber von den Leithakalken darin abweichen, daß ihre Faunen nicht so eintönig sind. Die schönste Fundstätte liegt an dem von Mecsekszabolcs zu dem Albrechtschacht führenden Wege, wo der bräunliche Sand mit den [nicht gut erhaltenen] Steinkernen der Mollusken überfüllt ist; nur die Kalzitschalen (Foraminiferen, *Cidaris*, Bryozoen, *Anomya*, *Ostrea*, *Pecten*) sind erhalten geblieben. Ich gebe hier als die reichste dieser Tiefenzone die ganze Fauna an:

Nonionina cfr. *depressula* W. et J.	*Arca diluvii* Lk.
Rotalia beccarii L.	*Meretrix gigas* Lk.
Truncatulina sp.	„ *islandicoides* Lk.
Polystomella crispa d'Orb.	*Venus multilamella* Lk.
„ *macella* F. et M.	„ *subplicata* d'Orb.
Heterostegina sp.	„ *scalaris* Bronn
Cidaris sp.	„ *basteroti* Desh.
Anomia ephippium L.	*Cardium* sp.
Ostrea digitalina Dub.	„ *hians* Br.
Flabellipecten sp.	„ *multicostatum* Br.
Chlamys sp.	*Cardium turonicum* May.
Pectunculus pilosus L.	*Cardita* sp.
Leda sp.	*Isocardia cor* L.
	Lucina sp.

Lucina leonina BAST.
„ *columbella* LK.
Tellina planata L.
„ cfr. *compressa* BR.
Corbula gibba OLIVI
„ *carinata* DUJ.
Pholadomya sp.
Panopaea menardi DESH.
Solenocurtus candidus REN.
Azor antiquatus PULTN.
Turritella archimedis BRONG.
„ *turris* BAST.
„ *vermicularis* BR.
Cerithium scabrum OLIVI
Natica millepunctata LK.
Pyrula condita BRONG.
Murex sp.
Clavatula sp.
Conus sp.

In den Weingärten östlich vom Dorfe Mecsekszabolcs kommt eine Sandschicht vor, in der *Columbella carinata* HILB. das Leitfossil ist. Die Fauna ist im allgemeinen die der seichteren neritischen Zone, doch fehlen da mit Ausnahme von *Anomia ephippium* L. sämtliche kalzitschaligen Elemente [s. Allg. Teil, Kap. V., A. 6.]. Die Fauna ist die folgende:

Anomia ephippium
Pectunculus pilosus
Arca diluvii
„ cfr. *turonica*
Venus basteroti
Cardium hians (?)
Astarte triangularis
Lucina sp.
„ *columbella*
Corbula carinata
Turritella bicarinata
„ *archimedis*
Columbella carinata

3. Unter den sandigen Ablagerungen des Mecsek-Gebirges scheint mir das Vorkommnis am Hochkopfberge bei Pölöske den mittleren neritischen Tiefen zu entsprechen. Die individuenreiche, jedoch an Arten ziemlich arme Fauna enthält *Pecten cristatus*, eine in den seichtesten Fazies unbekannte Art in grösserer Anzahl, andere, wie *Venus multilamella*, *Turritella subangulata* sind bathymetrisch gleichgültig, *Pectunculus pilosus*, *Turritella vermicularis* sind aber Arten des seichtesten Neritikums.

Gleichfalls sollen die obersten Schichten des fossilreichen Sandes am Albrechtschacht—Szabolcser Wege in die mittlere Zone der neritischen Region gehören, da darin die charakteristischen Arten der seichtesten Zone stufenweise verschwinden, *Pecten cristatus* und die für etwas größere Tiefen bezeichnenden Foraminiferen erscheinen und der Sand in die tonig-mergelige Bildung übergeht, die schon in die tiefere neritische Zone einzuteilen ist.

Die wichtigste Fazies dieser Tiefe ist die Bryozoenfazies. Sie scheint die Charaktere an den verschiedenen Gebieten am beständigsten zu halten;

z. B. läßt sie sich von derselben Fazies des Cserhát-Gebirges kaum unterscheiden. Außer den massenhaft auftretenden kleinen, verästelten Bryozoen sind auch die inkrustierenden Formen recht häufig, unter den Mollusken *Dentalium* und kleinere *Chlamys*-Arten, unter den Echinodermen die *Cidaris*-Stacheln und oft die kleine *Fibularia pusilla* MÜLL.; die Foraminiferen werden hauptsächlich durch *Amphistegina hauerina*, *Heterostegina*, *Rotalia beccarii* und Truncatulinen vertreten; auch die Brachiopoden kommen oft vor. Die Bryozoen lassen sich oft infolge der schlechten Erhaltung nicht gut bestimmen; übrigens ist eine Bestimmung der Bryozoen Ungarns, bis sie nach dem heutigen Stand der Bryozoologie systematisch aufgearbeitet werden, kaum von paläontologischem Wert. Die schönste Bryozoenfauna befindet sich in der Nähe der Eisenbahnhaltestelle Szatina-Kishajmás:

Membranipora elliptica HAG.	*Hornera* sp.
« *savarti* AUD.	„ *vertucosa* RSS.
Schizoporella sp.	„ *sulcosa* RSS.
„ cfr. *minima* CANU	„ *radians* DEFR.
„ *linearis* HASS	„ *frondiculata* LK.
„ *geminipora* RSS.	*Idmonea coronopus* DEFR.
„ *unicornis* var. *tetragona*	„ *seriatopora* RSS.
Poristoma polymorpha RSS.	*Filisparsa astalis* MANZ.
Defrancia sp.	„ *varians* RSS.
Salicornaria tarciminoides JOHNST.	*Crisia subaequalis* RSS.
Celluria cereoides S. E.	„ *edwardsi* RSS.
Scrupocellaria cereoides RSS.	*Entalophora macrohora*
Retepora cellulosa SMITT.	M. E.

Im südlichen Mecsek sind die kalkigen, glimmerhaltigen Bryozoensande sehr verbreitet, so die Liegendschichten des Ostreen-Cerithien-Tones im Tóvölgy und Szászvölgy, die zweite Schicht im Steinbruch bei Ormándi dűlő usw. Eine Makrofauna enthalten sie selten, auch die Mikrofauna ist gewöhnlich arm und schlecht erhalten. Unter den Bryozoen sind *Crisia*, *Cellaria*, *Filisparsa*, *Schizoporella* und einige *Eschara*-Typen öfter vertreten, unter den Foraminiferen *Amphistegina hauerina* ziemlich häufig. In einigen Vorkommnissen enthält aber der kalkige Sand gar keine Fossilien und läßt sich nur dem Sedimenttyp nach (s. Allg. Teil, Kap. V., B. 4.) mit dieser Fazies identifizieren.

Im oberen Teile des Tales «Szászvölgy» fand ich festeren Bryozoen-

kalkstein, der nur durch seinen Reichtum an *Heterostegina costata* D'ORB. von den andigen Bryozoenschichten abweicht.

Ebenso wie im Cserhát-Gebirge, bilden die Bryozoenschichten auch hier Übergänge zu den Leithakalken, wie z. B. südlich und südöstlich von Hosszúhetény, im Steinbruch bei Ormándi dűlő und oberhalb des Brauhauses Csokolád. Die Bryozoensande bilden hier allmähliche Übergänge zu den tieferen Fazies, so bei Kishajmás an der Pécs-Dombovárer Eisenbahnlinie, während ein solcher Übergang im nordöstlichen Teile des Cserhát-Gebirges nie zu beobachten war. Hier werden die untersten Schichten der Sande etwas tonig, es erscheinen darin *Textularia sagittula, Truncatulina, Pecten cristatus,* während *Amphistegina* und *Chlamys* ausbleiben, später treten auch Nodosarien und Cristellarien auf, langsam verschwinden auch die Bryozoen und der sandige Ton übergeht in die reine Schlierfazies.

Die ein beständiges stratigraphisches Niveau am besten einhaltende Fazies ist der Ostreen — Cerithienton des südlichen Mecsek-Gebirges. Alle darin vorkommenden Arten sind euryhalin wie:

Ostrea fimbriata	*Murex dertonensis*
Cerithium pictum	„ *granuliferus*
„ *bidentatum*	*Buccinum dujardini*
Turritella bicarinata (?)	„ *schönni*
Neritina picta	

Diese Fazies ist auch in der Schichtengruppe IV. (von PETERS) bei Hidas vertreten, wo sie teilweise als Cerithienbreccie ausgebildet ist. Die Einteilung in die mittlere neritische Zone wird dadurch ermöglicht, daß diese Faunen in engem Zusammenhang mit den tieferen neritischen Tonen stehen (Pécsvárad, Hidas), mehrere ihrer Arten bleiben in den über ihnen lagernden *Turritella—Corbula*-Schichten vorhanden, in denen jedoch das Auftreten gewisser bathyaler Formen eine etwas größere Tiefe hinweist [s. die Beschreibungen der Profile von Pécsvárad (26)]. Da man hier jedoch stenohaline Faunen mit euryhalinen vergleichen muß, halte ich diese Faziesbestimmung nicht für unanfechtbar.

Interessante Zwergfaunen enthalten die in der Umgebung von Mecsekpölöske vorkommenden, bräunlichen Kalke mit *Cerithium scabrum.* Auch diese scheinen einem nicht ganz normalen Salzgehalt zu entsprechen, wenn sie auch stenohaline Arten enthalten. Sie besitzen manche Ähnlichkeiten mit den Zwergfaunen von Steinabrunn, aber auch mit den normalen Leithakalken. Da sie auch Lithothamnien und Bryozoen in größerer Menge enthalten, teile ich sie mit Vorbehalt in die mittlere neritische Zone ein.

4. In die tiefere Zone der neritischen Region gehören zwei stratigraphisch ganz verschiedene Rollen spielende, aber der Fazies nach kaum zu unterscheidende Bildungen. Südwestlich von Pécsvárad (in den Tälern «Szászvölgy» und «Tóvölgy») folgt über dem Ostreen-Cerithienton der schon erwähnte Turritellen-Corbulenton, der einen Übergang zwischen seinem Liegenden und dem Hangenden [Buccinen-Pycnodontentegel] bildet. In seiner Fauna sind der des Liegenden gemeinsam:

Ostrea fimbriata	*Buccinum dujardini*
Neritina picta	„ *schönni*;

doch erscheinen schon

Corbula gibba	*Turritella turris*
Natica helicina	

also die Arten größerer Tiefen in Unmengen.

Im nördlichen Teil des Gebirges bilden gleichfalls Turritellen-Corbulen-Tone die Übergänge von den bathyalen zu den seichteren neritischen Bildungen, doch sind hier die Schliertone die ersten; sie liegen unter den Turritellen-Corbulenschichten, nicht über ihnen, wie der Buccinen-Pycnodonten-Tegel im südlichen Mecsek. Auch in diesen Faunen sind außer vielen bathyalen Arten die der seichteren Wasser vertreten; den entsprechenden Schichten des südlichen Mecsek sind 50% der Arten gemeinsam, die Häufigkeit, Individuenzahl in Betracht gezogen, ergibt sich aber eine Übereinstimmung bis 90%.

Stratigraphisch entspricht die *Cardita jouanneti*-Schicht von Hidas dem Turritellen - Corbulenton von Pécsvárad und der *Isocardia cor*- Horizont dem Buccinen-Pycnodontentegel [s. bei der Beschreibung des Profils von Hidas (**26**)]. Bathymetrisch zeigen jedoch die beiden Hidaser Schichten eine kleine Abweichung von denen von Pécsvárad: sie enthalten mehrere Flachseeformen; die sehr reichen Faunen deuten auf geringere Spezialisierung der Lebensbedingungen hin.

5. Der Buccinen-Pycnodontentegel [an beiden Seiten des Tales «Szászvölgy»] entspricht schon der Badener Tegelfazies. Seine charakteristischen Mollusken: *Pecten cristatus, Pycnodonta cochlear, Natica helicina, Buccinum inconstans* sind im Badener Tegel heimisch und die Seichtwasserformen fehlen ganz, noch mehr als selbst bei Baden; zugleich ist aber die Fauna auch viel ärmer. In der Mikrofauna kommen außer Tiefseeforaminiferen [*Textularia carinata, Cristellaria, Polymorphina* etc.] Pteropoden in sehr großer Anzahl vor: dies spricht auch für große Tiefen.

Die Schlierbildungen [s. auch noch unten] gehören auch in die bathy-ale Region, doch sind sie auch untereinander gewissermaßen verschieden. So entspricht die Fauna von Kishajmás mit *Pecten denudatus, Nucula mayeri, Tellina ottnangensis,* Nodosarien usw. sicher der tieferen bathyalen Zone, während die von Mecsekpölöske mit *Turritella subangulata, Columbella, Venus multilamella, Meretrix islandicoides* eine Ablagerung geringerer Tiefen zu sein scheint.

In dem folgenden führe ich die Liste der Mediterranfossilien des Mecsek-Gebirges an, bei jeder Art die Verteilung in den verschiedenen Tiefenzonen bezeichnend. Eine Schwierigkeit verursacht die Einteilung der Übergangsbildungen in eine oder andere Tiefenzone, und die seichtere bathyale Zone wird dadurch etwas vernachlässigt, daß ich alle Schlierfaunen als tiefbathyal bezeichne (n 1 : seichtere neritische Zone
n 2 : mittlere „ „
n 3 : tiefere „ „
b 1 : seichtere bathyale „
b 2 : tiefere „ „
(f) bezeichnet die im Gebrauch befindlichen unrichtigen Namen).

Foraminifera :

Miliolina sp.	n1	n2		b1	
„ *(Triloculina* sp.)			n3		
„ „ *platynota* Rss.			n3		
„ „ *gibba* var. *austriaca* Egg.		n2			
„ *(Quinqueloculina) contorta* d'Orb.		n2	n3		
„ „ *juleana* d'Orb.		n2	n3		
„ „ *subtilis* Rss.		n2			
„ „ *subdichotoma* Rss.		n2	n3		
„ „ *porrecta* Rss.			n3		
„ „ *intertexta* Rss.			n3		
„ „ *papyracea* Rss.			n3		
„ „ *pulchella* d'Orb.			n3		
Spiruloculina nodulosa Rss.		n2			
Biloculina cyclostoma Rss.		n2	n3		
„ *ringens* Lk. [f. *B. clypeata* d'Orb.].			n3		
Alveolina melo d'Orb.	n1	n2			
Textularia sp.		n2	n3	b1	b2

Textularia sagittula Defr.		n2			b2
„ *carinata* d'Orb.			n3	b1	b2
Bolivina sp.		n2			
Bulimina pupoides d'Orb.			n3		
Gaudryina sp.		n2			
Verneuillina sp.			n3		
Lagena sp.		n2	n3		
„ *apiculata* Rss.			n3		
„ *hexagona* Will.					b2
Nodosaria sp.		n2			b2
„ *bacillum* Defr.					b2
„ *consobrina* d'Orb.					b2
„ „ var. *emarciata* Rss.					b2
„ *(Dentalina) communis* d'Orb.					b2
„ „ *filiformis* d'Orb. [f. *D. elegans*]					b2
„ *(Glandulina) laevigata* d'Orb.					b2
Cristellaria sp.		n2	n3	b1	b2
„ *orbicularis* d'Orb.					b2
„ *cultrata* Mtf.					b2
„ *calcar* L.					b2
Polymorphina sp.			n3	b1	
Globulina tuberculata d'Orb.		n2			
Uvigerina sp.					b2
„ *tenuistriata* Rss.			n3		
„ *canariensis* d'Orb.			n3		
Globigerina bulloides d'Orb.		n2	n3	b1	b2
Pullenia sphaeroides d'Orb.			n3		b2
Rotalia beccarii L. [f. *Rosalina viennensis* d'Orb.]	n1	n2	n3		
„ *soldanii* d'Orb.				b1	b2
„ sp.		n2	n3		
„ *haidingeri* d'Orb. [f. s. *Truncatulina*]					
„ *punctulata* d'Orb. [f. s. *Pulvinulina*]					
Rosalina viennensis d'Orb. [f. s. *Rotalia*]					
Pulvinulina punctulata d'Orb. [f. *Rotalia*].			n3		
Truncatulina sp.	n1	n2	n3	b1	b2
„ *praecincta* Karr.				b1	
„ *haidingeri* d'Orb. [f. *Rotalia.*]			n3		b2

Truncatulina lobatula W. et J. [f. *T. bouéana* d'Orb.]		n2		b1	b2
Discorbina sp.	n1				
„ *orbicularis* Terq.		n2			
„ *turbo* d'Orb. var.		n2	n3		
Anomalina sp.	n1	n2			
Nonionina sulcifera Rss.		n2			
„ *moniliformis* Rss.		n2			
„ *communis* d'Orb.					b2
„ *depressula* W. et J. [f. *N. granosa* d'Orb.]	n1				
„ *pompilioides* F. et M. [f. *N. umbilicata* d'Orb.]			n3		
Polystomella crispa L. (f. *P. flexuosa* d'Orb.	n1	n2	n3		
Polystomella macella F. et M. [f. *P. fichteliana* d'Orb.]	n1	n2	n3		
„ *ungeri* Rss.		n2			
Amphistegina sp.		n2			
„ *hauerina* d'Orb.		n2			b2
Heterostegina sp.	n1	n2			
„ *costata* d'Orb.		n2			
„ *simplex* d'Orb.		n2			

Coelenterata :

Silicispongien-Nadel					b2
Einzelne Korallen					b2
Heliastraea sp.	n1				

Echinodermata :

Cidaris sp.	n1	n2	n3		
Fibularia pusilla Müll.		n2			
Clypeaster melitensis Mich.	n1				
„ *partschi* Mich.	n1				
„ sp.	n1				
Scutella vindobonensis Lbe.	n1				
Echinolampas sp.	n1	n2			
„ *hemisphaericus* Lk.	n1				
Schizaster sp.					b2
„ cfr. *laubei* R. Hörn.					b2

Brissopsis ottnangensis R. HOERN.				h2
Brachiopoda:				
Megathyris decollata CHEMN.			n3	
Terebratula sinuosa			n3	
Bryozoa:				
Crisia sp.		n2		
Crisia subaequalis RSS.	n1	n2		
„ *edwardsi* RSS.		n2		
Idmonea sp.		n2		
„ *coronopus* DEFR.		n2		
„ *seriatopora* RSS.		n2		
Hornera sp.		n2		
„ *radians* DEFR.		n2		
„ *sulcosa* RSS.		n2		
„ *verrucosa* RSS.		n2		
„ *frondiculata* LK.		n2		
Filisparsa sp.		n2		
„ *astalis* MANZ.		n2		
„ *varians* RSS.		n2		
Tubulipora foliacea RSS.	n1			
Entalophora macropora M. E.		n2		
Ceriopora sp.		n2		
Defrancia sp.		n2		
Membranipora sp.		n2		
„ *savarti* AUD.		n2		
„ *elliptica* HAG.		n2		
„ *lacroixi* SOW.	n1			
Lunulites sp.		n2		
Cupuladria canariensis			n3	
„ *fistulosa* JOHNST. [f. *Salicornaria farciminoides.*]		n2		
Tubocellaria cereoides S. et E.		n2		
Retepora cellulosa SMITT		n2		
Schizoporella sp.		n2		
„ *linearis* HASS.		n2		
„ *geminipora* RSS.		n2		
„ *unicornis* var. *tetragona*		n2		

Schizoporella cfr. *minima* Canu.		n2			
Poristoma polymorpha Rss.		n2			
Scrupocellaria elliptica Rss.		n2			
Cellepora sp.	n1	n2			
„ *globularis* Bronn.	n1				
Lepralia scripta Rss.	n1				
„ *manzonii* Rss.	n1				

Mollusca :

Nucula nucleus L.	n1				
„ *mayeri* Hörn.					b2
Leda sp.	n1		n3		b2
„ *fragilis* Chemn. [*Lembulus*, f. *Ledina*]			n3		b2
Arca sp.	n1	n2			
„ nov. sp.		n2			
„ *noae* L.	n1				
„ *diluvii* Lk. [*Anadara*]	n1	n2	n3	b1	b2
„ *turonensis* Duj. [*Anadara*, — f. *A. turonica* Duj.]		n2			
„ *clathrata* Derf. [*Barbatia*,, *Acca*]	n1				
„ *papillifera* Hörn. [*Fossularca*]	n1				
„ *lactea* L. [*Fussularca*]		n2	n3		
Pectunculus sp.	n1				
„ *obtusatus* Partsch. [*Axinaea*, ? *A. insubrica* Br. var.]	n1				
„ *bimaculatus* Poli. [*Axinaea*, — f. *P. pilosus* L.]	n1	n2			
Cardita sp.	n1				
„ ex. aff. *antiquata* L. [*Actinobolus*]	n1				
„ *jouanneti* Bast. [*Venericardia*, *Megacardita*]		n2			
Astarte cfr. *triangularis* Sow.	n1				
Isocardia cor. L. [f.,— *I. hörnesi* Dall.]	n1	n2	n3	b1	
Chama gryphoides L. [? *Ch. benoisti* Cossm. Peyr.]	n1		n3		
Kellia sp.					b2
Diplondota sp.					b2
Lucina sp.	n1	n2			b2
„ *miocenica* Micht. [*Dentilucina*]	n1				

Lucina borealis L. [*Phacoides, Dentilucina*]	n1				
„ *columbella* Lk. [*Phacoides, Linga*]	n1				
„ *dujardini* Desh. [*Loripes*, — f. *L. lacteus*]	n1				
„ *dentata* Defr. Bast., [*Loripes Microloripes*]		n2	n3		
„ *spinifera* Mtg. [*Myrtea*]		n2	n3		b2
„ „ var. *rarilamellata* Sacc.		n2			
„ „ var.		n2			
„ *leonina* Bast. [*Codokia*]	n1				
Cardium sp.	n1	n2			
„ *turonicum* Mäy.	n1				
„ *echinatum* L.		n2	n3		
„ *multicostatum* Br. [*Trachycardium*]	n1				
„ *edule* L. [*Cerastoderma*]	n1				
„ *hians* Br. [*Ringicardium*]	n1				
„ *discrepans* Bast. [*Discors*]	n1				
„ *papillosum* Poli. [*Papillicardium*] [f. *C. punctatum* Br.]		n2	n3		
Dosinia exoleta L. [f. *D. orbicularis* Ag.]	n1				
Venus sp.	n1	n2	n3	b1	b2
„ *miocenica* Micht. [*Omphaloclathrum*]	n1				
„ cfr. *haidingeri* Hörn. [*Chione Clausinella, Circomphalus*]	n1				
„ *suplicata* d'Orb. [*Chione, Clausinella, Circomphalus*, — f. *C. plicata* var. *pliocenica* Stef. — f. *V. plicata* Gmel.]	n1		n3		
„ *basteroti* Desh. [*Chione, Clausinella, C. basteroti* var. *taurinensis* Sacc.]	n1				
„ *scalaris* Brn. [*Chione, Clausinella*]	n1				
„ *multilamella* Lk. [*Chione, Ventricoloidea, Ventricola*]	n1	n2	n3		b2
„ *islandicoides* Lk. [f. — *Meretrix.*]					
„ *gigas* Lk., — [s. *Meretrix.*]					
„ *umbonaria* Lk., [f. — s. *Meretrix*].					
Meretrix sp. [f. *Cytherea*]	n1				
„ *gigas* Lk. [*Amiantis*, — f. *Venus umbonaria*, — f. *V. gigas*]	n1				

Meretrix ex aff. *Lamarcki* Ag.	n1				
„ *islandicoides* Lk. [*Cordiopsis, Amiantis,* — f. *Venus islandicoides*]	n1		n3		b2
„ *islandicoides* Lk. var.					b2
Tapes vetula Bast. [*T. vetulus, Callistotapes*]	n1	n2			
Tellina sp.			n3		b2
„ *planata* L. [*Peronea*]	n1				
„ cfr. *donacina* L. [*Moerella*]	n1				
„ cfr. *compressa* Br. [*Oudardia*]	n1				
„ *ottnangensis* R. Hörn.					b2
Solenocurtus candidus Ren. [*Macha,* — f. *Psammosolen strigillatus* L.]	n1				
„ *antiquatus* Pultn. [*Azor,* — f. *Psammosolen coarctatus* Gmel.]	n1				
Lutraria sp.			n3		
„ *oblonga* Chemn. [*L. lutraria* L. var., *Psammophila*].	n1				
Corbula sp.	n1	n2			
„ *revoluta* Br.		n2			
„ *carinata* Duj.	n1	n2	n3		
„ *carinata* mut. *hörnesi* Ben.	n1				
„ *gibba* Olivi	n1	n2	n3	b1	b2
„ „ var. *curta* Loc.			n3	b1	
Cardilia deshaysi Hörn.		n2			
Panopaea menardi Desh. [*glycimeris*]	n1				
Pholadomya sp.	n1				
Thracia sp.	n1				
„ *convexa* Wood. var.			n3		
Cuspidaria nov. sp. *(Neaera)*					b2
Teredo norvegica Speng.	n1				
Pinna brochii d'Orb. *(P. pectinata* L. var. *brocchii)*	n1				
Lima inflata Chemn. *(Mantellum)*		n2			
Pecten sp (f. *P. beudanti* Bast.)	n1	n2	n3		b2
„ *beudanti* Bast. (f. *P.* sp.)					
„ *aduncus* Eichw.	n1				
„ *revolutus* Mich.	n1				

Pecten leythaianus Partsch *(Flabellipecten,*					
f. P. flabelliformis	n1	n2			
„ (*Flabellipecten*) sp.	n1	n2	n3		
„ *incrassatus* Partsch (*Ammussiopecten*)					
f. *P. besseri* Andrz.)	n1				
„ *latissimus* Br. *(Grandipecten,* f.					
Macrochlamys, f. *P. nodosissimus)*	n1				
Amussium denudatum Rss. *(Pecten)*					
(A. corneum Sow. var. *denudata)*					b2
„ *cristatum* Bronn. *(Pecten)*		n2	n3	b1	b2
Chlamys sp. *(Pecten)*	n1	n2	n3		b2
„ *elegans* Anrz. *(Pecten)*	n1		n3		
„ *tauroperstriata* Sacc. *(Pecten,* f.					
P. substriatus)	n1				
„ *scabrella* Lk.var.*(Pecten, Aequipecten)*	n1	n2			
„ *malvinae* Dub. *(Pecten, Aequipecten,*					
Ae. opercularis L. var. *miotransversa*					
Schff.)	n1				
Spondylus crassicosta Lk.		n2			
Plicatula mytilina Phil.			n3		
Anomia sp. *(f. A. burdigalensis)*	n1	n2			
„ *ephippium* L. et var. (f. *A. costata* Br).	n1	n2			
Ostrea sp.	n1	n2		b1	
„ *digitalina* Dub. (f. *O. edulis* L. var.					
adriatica Lk.)	n1	n2	n3		
„ *lamellosa* Br. *(f. O. edulis* L. var.					
lamellosa)	n1	n2	n3		
„ *fimbriata* Grat.		n2	n3		
„ cfr. *crassicosta* Sow.	n1				
„ *crassissima* Lk. *(Crassostrea)*	n1				
„ *plicatula* Gm. Lk. *(Alectryouia).*	n1				
„ *cochlear* Poli. *(Pycnodonta)*				b1	
Pycnodonta cochlear Poli. (s. *Ostrea)*					
Modiola sp.		n2			
Lithodomus avitensis May. *(f. L. lithophagus)*	n1				
Scurria pileata Bon. *(Patella)*	n1	n2			
Fissurella italica Defr. *(f. F. graeca).*	n1				

Turbo sp.	n1				
„ *rugosus* L. *(Dolma) (*f. *B. meynardi* Mich).	n1				
Trochus sp.	n1	n2			
„ *miliaris* Br. [*Ampullotrochus*] [*A. miliaris* var.]		n2			
„ *patulus* Br., — [*Oxystele*]	n1	n2			
Neritina picta Fér.		n2	n3		
Fossarus burdigalensis d'Orb. [f. *F. costatus* Br.]			n3		
Calyptraea chinensis L.		n2	n3		
Natica sp.	n1				
„ *millepunctata* Lk. [pro parte *N. epiglottina* var. et *N. tigrina* Defr.]	n1	n2	n3		
„ *olla* Serr. [*Neverita*] [f. *josephinia* Riss.]		n2	n3		
„ *proredempta* Sacc. [*Polinices*] [f. *N. redempta* Mich.]	n1	n2	n3		
„ *helicina* Br. [*Naticina*, — f. *N. catena* da Costa. var. *helicina* Br.]		n2	n3	b1	b2
Paludina acuta Drap. [f., — *Hydrobia ventrosa* Mont.]					
„ sp.		n2			
„ *immutata* Frnfd.		n2			
Hydrobia ventrosa Mont. [f. *Paludina acuta* Drap.]		n2			
Rissoina pusilla Br.	n1				
Rissoa sp.	n1				
„ *clotho* Hörn.			n3		
„ *moulinsi* d'Orb		n2	n3		
„ *costellata* Grat. [*Alaba*]		n2			
„ *montagui* Payr. [*Alvania*]	n1	n2			
„ *lachesis* Bast. [*Setia*]		n2	n3		
„ „ var. *laevis* Hörn. [*R. laevis* Hörn.]			n3		
Scalaria torulosa Br. [*Turriscala*]	n1				
„ *scacchii* Hörn. [*Nodiscala*]		n2			
Turritella sp.	n1		n3		
„ *turris* Bast.	n1	n2	n3		b2
„ *terebralis* Lk.			n3		

Turritella subangulata Br. [*Zaria.*]	n1	n2	n3	b1	b2
„ *vermicularis* Br. [*Haustator*]	n1				
„ *archimedis* Brong. [*Archimediella*]	n1	n2	n3		
„ *bicarinata* Eichw. [*Archimediella*]					
(*A. bicarinata* var. *subnocincta* Sacc.,	n1	n2			
„ nov. sp.)	n1				
Vermetus intortus Lk. [*Petaloconchus*]	n1	n2	n3		
Chemnitzia sp.			n3		
Turbonilla costellata Grat.			n3		
„ *pusilla* Phil.		n2			
„ ex. *gracilis* Sacc. [*Pyrgolampros,* —					
f. *T. gracilis* Br.]		n2			
„ *subumbilicatoides* Sacc. [*Eulimella,* —					
f. *T. subumbilicata* Grat.]		n2			
Odontostomia conoidea Br. [f. *Odontostomia*					
plicatum Mont.]					
Niso terebellum Chemn.					b2
Cerithium sp.	n1				
„ *pygmeum* Phil.		n2			
„ *crenatum* Br. var.	n1				
„ *minutum* Serr. [*C. pötzleinsdorfense*					
Sacc.]	n1				
„ *scabrum* Olivi. [*Bittium,* —					
B. reticulatum Costa. var.					
pliolatreillii Sacc.]	n1	n2			
„ *spina* Partsch. [*Bittium*]			n3		
„ *rubiginosum* Eichw. [*Pithocerithium*]		n2			
„ *pictum* Br. [*Potamides C. mitrale*					
Eichw.]	n1	n2			
„ *bidentatum* Defr. var. [*Potamides,*					
Clava, Terebrelia, — f. *C. lignitarum*					
Eichw.]		n2			
„ *dubosi* Hörn. [*Terebralia,* —					
C. lignitarum Eichw.]		n2			
„ *doliolum* Br. [*Pithocerithium,* —					
C. turonicum May.]	n1	n2			
Chenopus sp. (?)				b1	

Chenopus pespelecani Phil. [f. *Aporrhais*, — f. *Ch. alatus* Eichw.]		n2	n3	b1	b2
Strombus coronatus Defr.	n1	n2			
Cypraea sp.	n1				
„ *globosa* Duj. (*Luponia*)		n2			
„ *amygdalum* Br. (*Aricia*)	n1				
„ *lanciae* Brus. (*Aricia*, — f. *C. pyrum*)		n2			
Erato laevis Don.	n1	n2			
Cassis saburon Lk. (*Semicassis miolaevigata* Sacc.)					b2
Pyrula (*Melongena*) sp.		n2			
„ (*Tudicla, Spirilla*) *rusticula* Bast.	n1				
„ *condita* Brog. (*Ficula*)	n1				
„ *geometra* Bors. (*Ficula*)					b2
Columbella sp.	n1	n2	n3		b2
„ *subulata* Bell. [*Tetrastomella*]			n3		
„ *scripta* Bell. [*Mitrella*]	n1				
„ *carinata* Hilb. [*Mitrella*]	n1				
Buccinum sp.	n1			b1	b2
„ *prismaticum* Br. [? *Nassa limata* Chemn. var.]			n3		
„ *badense* Partsch [*Zeuxis*]					b2
„ *hörnesi* May. [*Zeuxis*]					b2
„ ex aff. *restitutianum* Font. [*Zeuxis*]					b2
„ *subquadrangulare* Micht. [*Niotha*]					b2
„ *schönni* H. et Au. [*Niotha*, — f. *B. mutabile* L.]		n2	n3		
„ *schönni—dujardini* form. *interm.*		n2			
„ *miocenicum* Mich. [*Uzita*]		n2			
„ *inconstans* H. et Au. [*Caesia*]					
Niotha dujardini Desh. [f. *B. costulatum* Br.]		n2	n3		
„ *turbinellum* Br. [*Tritia*]		n2			
„ *rosthorni* Partsch [*Tritia*]		n2	n3		
Murex sp.	n1	n2	n3		b2
„ [*Muricida*] sp.					b2
„ *granuliferus* Grat. [*Chicoreus*]		n2			

Murex craticulatus L. [*Occenebra*] n2 n3
„ *dertonensis* May. (*Occenebra*) n2
Ancillaria glandiformis Lk. n1
Cancellaria sp. n2
„ *lyrata* Br. (*Sveltia*) n3
„ *varicosa* Br. (*Sveltia*) n2 n3
„ *spinifera* Grat. (*Gulia*, — *G. geslini* Bast. var. *crassopostica* Sacc. n2
„ *hidasensis* H. et Au. (*Trigonostoma*) n3
„ *scrobiculata* Horn. (*Trigonostoma*) n2
Terebra sp. n1
„ *fuscata* Br. (*Acus, Subula*, — *T. modesta* Trist.) n2
„ *Basteroti* Nyst. (*Strioterebrum*) *S. pliocenicum* Font.) n2
Pleurotoma sp. n3
„ *incrassata* Duj. (*Drillia*) b1
„ *rugolosa* Phil. (*Mangelia*, — f. *P. Vauquelini* Payr. n2
Conus sp. n1 n2 n3
„ *ponderosus* Br. (*Rhizoconus*) n1
„ *mercati* Br. (*Lithoconus*) n1 n2
„ *dujardini* Desh. (*Septonconus*) n2 n3
„ *brezinae* H. et Au. (*Leptoconus*) n3
Ringicula buccinea Desh. b2
Bulla sp. n1
„ *miliaris* Br. n2
„ *utricula* Br. (*Roxania*) n2
„ *truncatula* Brug. (*Retusa*, — f. *B. truncata* Adams.) n2
„ *convoluta* Br. [*Bullinella*, — *B. cylindracea* Penn. var. *convoluta* Br.] n2
Pteropodum b1
Dentalium sp. n1 n2 n2 n3 b2
„ *sexangalum* Schroth. n3
„ *badense* Partsch (*Entalis*) n3 b2

Dentalium cfr. *novemcostatum* Lk. (*Antale*)			n3		
Arthropoda:					
Balanus sp.		n2			
Balanus concavus Bronn.	n1	n2			
Cythere haueri Röm.		n2	n3		
„ *trigonella* Rss.		n2			
„ *cicatricosa* Rss.			n3		
„ *punctata* Munst.		n2			
„ *fastigiata* Rss.		n2			
„ *plicatula* Rss.		n2	n3		
„ *punctatella* Rss.		n2			
„ *hastata* Rss.			n3		
„ *cinctella* Rss.		n2			
„ *galeata* Rss.		n2			
„ *angulata*			n3		
Cytheridea mülleri Mst.		n2	n3		
Bairdia exilis Rss.		n2			
„ *heterostigma* Rss.			n3		
„ *fabacea* Rss.			n3		
Vertebrata.					
Otolithus			n3	b1	b2
„ (*Merlucius*) sp.					b2
Lamna sp.		n2			
Carcharodon sp.	n1				

Der Schlier Ungarns.

Der Schlier ist eine der bezeichnendsten Tiefseebildungen im europäischen Tertiär; seine Tiefseenatur wird kaum bestritten. In Österreich, wo er zuerst eingehender studiert wurde, enthält er eine von den übrigen Miozänschichten sehr abweichende Fauna. In Italien steht der Schlier schon den tonigen Mediterranbildungen der Badener Fazies viel näher, in Ungarn aber [hauptsächlich im Mecsek-Gebirge] sind die beiden Fazies voneinander kaum zu trennen.

Im Schlier fehlen alle Fossilien der seichteren und mittleren neritischen Zone, die großen Muscheln, starken Schnecken, dickschaligen Echinoideen, konstruktiven Korallen und Bohrmuscheln sind darin nicht zu finden. Unter den Arten des tieferen Neritikums sind im Schlier auch nur

die vorhanden, die eigentlich in der Badener Tegelfazies heimisch sind [*Arca diluvii, Venus multilamella, Meretrix islandicoides, Turritella turris*]; die Molluskenfauna ist also der des Badener Tegels am ähnlichsten, doch entbehrt sie auch seine wenigen Flachseearten. Die nur im Schlier auftretenden Mollusken zeigen nie eine Anpassung an die Wasserbewegungen d. h. an die Flachsee. Stellenweise kommen im Schlier [hauptsächlich in sandigem Ton] Einzelkorallen [*Flabellum* etc.] vor, die auch zu den bathyalen Lebensgemeinschaften gehören. Die Foraminiferenfauna des Schliers ist gewöhnlich reich; *Globigerina, Cristellaria, Nodosaria, Textularia carinata* wiegen darin vor. Ein großer Teil der Arten ist auch rezent; ihre Heimat ist die bathyale Tiefenregion [wenn sie kein planktonisches Leben führen]. Unter den heutigen Meeressedimenten ähnelt der Schlier, der Fauna wie der Gesteinsart nach, am meisten dem blauen Schlick. In einigen Vorkommnissen geht der normale Schlier in solche Abarten über, in denen die planktonischen Foraminiferen massenhaft, sogar gesteinsbildend auftreten. All das deutet darauf hin, daß der Schlier die unter dem Badener Tegel folgende bathymetrische Stufe d. h. die tiefere Zone der bathyalen Region einnimmt.

Die bezeichnenderen Arten des Schliers vom Mecsek-Gebirge in Südungarn sind die folgenden. [Meine Studien über den Schlier Ungarns werden bald veröffentlicht; hier verwende ich ihre Ergebnisse].

Textularia carinata D'ORB.
Dentalina elegans D'ORB.
Nodosaria soluta var. *emaciata* RSS.
Cristellaria calcar L.
„ *cultrata* MONTF.
Globigerina bulloides D'ORB.
Pullenia sphaeroides D'ORB.
Pecten cristatus BRONN
„ *denudatus* RSS.
Arca diluvii LK.
Lucina spinifera MTG.
Tellina ottnangensis R. H.
Corbula gibba OLIVI
Natica helicina BR.
Cenopus pespelecani PHIL.
Buccinum ex. aff. *restitutianum* FONT.

Das andere wichtige Schliergebiet Ungarns ist das Cserhát-Gebirge; die hiesigen Schlierfaunen scheinen zoogeographisch von denen des Mecsek-Gebirges bedeutend abzuweichen. In beiden Gebieten kommen

Pecten denudatus
Leda fragilis
Arca diluvii
Lucina spinifera
Cuspidaria nov. sp.
Natica helicina
Buccinum ex. aff. *restitutianum*

vor; es sind auf das Mecsek-Gebirge beschränkt:

Pecten cristatus
Nucula mayeri
Meretrix islandicoides
Turritella subangulata
Cenopus pespelecani

während im Mecsek fehlen und im Cserhát vorhanden sind:

Leda fragilis var.
„ *clavata*
Lucina wolfi
Solenomya doderleini
Anatina fuchsi
*Calyptraea chinensis**
Ancillaria glandiformis
Genota ramosa
Ringicula buccinea

Im Cserhát gibt es noch verschiedene Ausbildungen des Schliers. Die zwei Haupttypen sind die gelbbraunen, sandigen Tone und die graublauen, zähen Mergel. In den letzteren befinden sich die besseren Faunen; in den sandigen Tonen sind Einzelkorallen *(Flabellum)* sehr häufig, übrigens ist aber ihre Fauna nur an Individuen, jedoch nicht an Arten reich.

Wie schon erwähnt, gehen stellenweise auch die Schlierschichten des Cserhát-Gebirges (wie die des Mecsek-Gebirges) oben in die Bildungen kleinerer Meerestiefen über.

Das Schliervorkommnis von Donja Tuzla in Bosnien, also in der südlichen Fortsetzung des bisher behandelten Schliergebiets verdient eingehender behandelt zu werden. R. J. Schubert (**44 a.**, **44 b.**) hat von den hiesigen Schliertonen eine sehr reiche Foraminiferenfauna beschrieben, die sich als eine typische Tiefseefauna erweist.

Ammodiscus incertus d'Orb.
Spiroloculina limbata d'Orb.
„ cfr. *tenuis* Czi.
Quinqueloculina cfr. *triangularis* d'Orb.
Planispirina celata Seg.
Dentalina scripta d'Orb (h).
„ *verneuilli* d'Orb.
„ *consobrina* d'Orb.
„ *mucronata* Neug.
„ cfr. *obliqua* L.
Nodosaria venusta Rss.
„ ex. aff. *longiscata* d'Orb.
Lagena sulcata W. et J.
Frondicularia ex aff. *mucronata* Karr.
Plectofrondicularia striata Hntk.
Spiroplecta (Textularia) cfr. *gramen* d'Orb.
„ „ *sagittula* Defr.
„ „ *carinata* d'Orb.
„ „ *deperdita* d'Orb.
Bigerina nodosaria d'Orb.
Trigerina capreolus d'Orb.
Bulimina elongata d'Orb.
„ *pupoides* d'Orb.

---

* sehr kleine Gestalt.

Bulimina ovata d'Orb.
„ cfr. *pyrula* d'Orb.
Bolivina dilatata Rss.
„ *textilaroides* Rss.
Uvigerina tenuistriata Rss.
Ramulina laevis Jones
Virgulina schreibersiana Cız. (h)
Polymorphina problema d'Orb.
„ *oblonga* d'Orb.
Globigerina bulloides d'Orb.
Globigerina trilobata Rss.
„ *bilobata* d'Orb
„ *aequilateralis* Br.
Pullenia sphaeroides d'Orb.
Rotalia orbicularis d'Orb. (h)
„ *soldanii* d'Orb.
Truncatulina dutemplei d'Orb.
„ *lobatula* W. et Y.
Nonionina boueána d'Orb. (h)
Polystomella macella F. et M.

Daneben gibt es in der Makrofauna noch

Pecten denudatus Rss.
Solenomya doderleini May.
Aturia aturi Bast.
Brissopsis ottnangensis R. H.

die die Angehörigkeit der Ablagerung zum Schlier beweisen.

Gleichfalls bei Donja Tuzla, neben der ärarischen Tiefbohrung Nr. 15. hat Prof. F. Schafarzik eine Schlierbildung entdeckt, in der die Globigerinen sozusagen gesteinsbildend auftreten und stellenweise fast die Hälfte des Gesteinsvolumens ausmachen [jedoch nicht die Hälfte des Gewichts]. Infolge dieses Reichtums an planktonischen Foraminiferen betrachte ich diese Bildung schon als eine abyssische Ablagerung; darunter soll aber nur eine Tiefe unter 1000 m verstanden werden, also tiefer als der normale Schlier, jedoch noch dem heutigen Blauschlick entsprechend. F. Schafarzik hat mir dieses Material zur Bearbeitung übergeben; ich habe die folgenden Arten daraus bestimmt:

Lituola sp.
Astrorhiza sp.
Spiroloculina tenuis Cjz.
Biloculina affinis d'Orb.
Miliolina férussaci d'Orb.
„ *linnéana* d'Orb.
Textularia gramen d'Orb.
„ ex aff. *globigera*
„ *sagittula* Defr. var.
Lagena gracillima Seg.
„ *apiculata* Rss.
„ *hispida* d'Orb.
Lagena hispida var. nov.
Nodosaria sp.
„ *communis* d'Orb.
„ „ var. *emaciata* Rss.
Glandulina laevigata d'Orb.
Bulimina pupoides d'Orb.
Cristellaria calcar L.
„ *cultrata* Montf.
„ *reniformis* d'Orb.
„ *rotulata* (?)
Uvigerina nov. sp.
Polymorphina sp.

Globigerina bulloides d'Orb.	*Serpula* sp.
„ „ var. (h)	*Brissopsis ottnangensis* R. H.
„ *conglobata* d'Orb.	*Pecten denudatus* Rss.
„ *inflata* d'Orb.	*Natica* cfr. *helicina* Br.
Pullenia sphaeroides d'Orb.	*Vaginella* sp.
Rotalia sp.	„ *acutissima* Aud.
„ *praecincta* Karr.	*Limacina* nov. sp.
„ *orbicularis* d'Orb.	Ostracoden-Schalen
Truncatulina sp.	Haifisch-Zähne
„ *dutemplei*	*Otolithus* sp.

[Die Beschreibung der neuen Arten bezw. Varietäten behalte ich mir vor.]

Das Mediterran des Báner Gebirges.

Aus dem Báner Gebirge in Südungarn stehen bisher nur wenige bearbeiteten Mediterranfaunen zur Verfügung (29), die aber schon die mannigfaltigen Faziesentwicklungen dieser Gegend verraten. Die Faunen zeigen große Abweichungen von den Mediterranfaunen des ungarischen Mittelgebirges, sogar von der des Mecsek-Gebirges. Hauptsächlich befindet sich hier eine typische Pleurotomeentonbildung, wie sie sonst in Mittelungarn nicht vorkommt.

1. Zu den seichteren neritischen Bildungen gehört der kalkige Sandstein westnordwestlich vom Bán-Berge, südöstlich vom dorfe Bán. Es kommen darin vor:

Schisaster sp.	*Mactra* sp.
Pecten aduncus Eichw.	*Panopaea menardi* Desh.
Meretrix gigas Lk.	*Pholadomya alpina* Match.
Dosinia lincta Pultn.	*Thracia pubescens* Pultn.
Tellina donacina L.	*Turritella cathedralis* Brong.
„ *lacunosa* Chemn.	*Pyrula cingulata* Bronn
Solenocurtus candidus Rèn.	*Ancillaria glandiformis* Lk.
Azor antiquatus Pultn.	

Die großen, dickschaligen *Pecten, Meretrix, Panopaea, Pholadomya,* dann *Tellina lacunosa* und *Turritella* sind die bezeichnenden Arten der seichteren neritischen Zone.

Aus einer Lithothamnienkalkbidung soll ein *Pecten latissimus* Br. aus dem Steinbruch von Baranyavár stammen.

2. Die mittlere Zone der neritischen Region wird am besten durch den im Baranyavárer Steinbruch aufgeschlossenen Mergelkalk vertreten, dem die bekannten neuen Brachiopodenarten von MATYASOVSZKY entstammen. Dies ist eine typische Bryozoenbildung mit den zahlreichen kleinen, verästelten Bryozoen, kleinen Brachiopoden und großen Seichtwasserforaminiferen. Die Fauna ist die folgende:

Bolivina sp.	*Crisia subaequalis* RSS.
Rotalia sp.	*Tubucellaria cereoides* S. et E.
Amphistegina hauerina D'ORB.	*Hornera* sp.
Polystomella crispa D'ORB.	*Idmonea* sp.
Heterostegina costata D'ORB.	*Filisparsa* sp.
„ *simplex* D'ORB.	*Argiope baanensis* MATY.
Cidaris sp.	„ *baranyensis* MATY.
Scrupocellaria elliptica RSS.	„ *böckhi* MATY.
Porella cervicornis PALL.	„ *hoffmani* MATY.
Cellepora sp.	*Terebretulina parva* MATY.
Retepora cellulosa SMITT.	*Pecten* sp.

Eine arme nicht charakteristische Fauna kommt in dem sandigen Mergel südlich von Bán, nordöstlich vom Árki-Berge vor. Es gibt darin Tiefseearten, wie *Pecten cristatus, Chlamys baranyensis,* Seichtwasserarten wie *Pecten aduncus, Solen.* Die gemischten Charaktere weisen auf mittlere Tiefen hin. Ich bestimmte aus dieser Fundstätte

Lima sp.	*Venus Dujardini* DESH.
Pecten aduncus EICHW.	*Tellina* sp.
„ *cristatus* BRONN.	*Solenocurtus candidus* REN.
„ *baranyensis* MATY.	*Pharus legumen* L.
Diplodonta rotundata MONT.	*Thracia pubescens* PULTN.
Venus sp.	

3. Noch mehrere Formen der größeren Tiefen gibt es in einer anderen Fauna eines gelblich grauen Mergels nordwestlich vom Árki-Berge in der Umgebung von Bán:

Nucula nucleus L.	*Dosinia lincta* PULTN.
Leda fragilis CHEMN.	*Trochus* sp.
Arca cfr. *diluvii* LK.	*Natica* sp.
Diplodonta rotundata MONT.	*Pleurotoma sp.*

Diese Bildung kann schon in die tiefere neritische Zone eingeteilt werden, bowohl die Armut der Fauna eine sichere Faziesbestimmung nicht ermöglicht.

4. Eine vorzüglich erhaltene reiche Fauna kommt in einer gelblichen Tonschicht im Steinbruch von Bán vor:

Cristellaria sp.
Truncatulina sp.
Polystomella ex aff. *aculeata* D'ORB.
Pecten aduncus EICHW.
Chlamys baranyensis MATY.
Nucula nucleus L.
„ *mayeri* HÖRN.
„ *placentina* LK. var.
Leda fragilis CHEMN.
Arca diluvii LK.
Lucina borealis L.
„ *multilamellata* DESH.
Diplodonta rotundata MONT.
Circe minima MONT.
Meretrix islandicoides LK.
Venus subplicata D'ORB.
Tapes eremita BR. (?)
Tellina sp.
„ *donacina* L.
Solenocurtus candidus REN.
Azor antiquatus PULTN.
Corbula gibba OLIVI
Pleurodesma mayeri HÖRN.
Solarium carocollatum LK.
Natica helicina BR.
Turritella cathedralis BRONG.
„ *archimedis* BRONG.
„ *turris* BAST.
Caecum trachea L.
Cerithium scabrum OLIVI
Erato laevis DON.
Chenopus pespelecani PHIL.
Columbella sp.
„ *fallax* H. et AU.
Buccinum sp.
„ *hilberi* H. et AU.
„ *semistristum* BR.
„ *restitutianum* *Font*
(übergang zu *B. hörnesi* MAY.
Murex craticulatus L.
Fusus mitraeformis BR.
Fasciolaria burdigalensis
Pyrula ex aff. *clava* BAST.
„ *geometra* BORS.
Cancellaria contorta BAST.
„ *varicosa* BR. var.
Terebra sp.
Pleurotoma coronata MÜNST. var.
lapugyensis H. et AU.
Pleurotoma (Drillia) allionii BELL.
„ *(Surculla) lamarcki* BELL.
„ *(Genota) ramosa* BAST.
„ *(Clavatula) jouanneti* DESM.
„ „ *asperulata* LK.
„ „ cfr. *rosaliae* H. et AU.
„ „ *susannae* H. et AU.
„ „ *sophiae* H. et AU.
„ „ *szontaghi* STRAUSZ
„ ex aff. *detexta* BELL.
„ *cacellensis* da COSTA.
Conus sp.
„ *dujardini* DESH.
„ *(Leptoconus)* nov. sp. ind.
Dentalium entalis L.

Diese Fauna ist eine unverkennbare Vertreterin der Badener Tegelfazies d. h. der seichteren bathyalen Pleurotomeentonfazies. Doch ist darin z. B. *Pecten aduncus* eine Art der seichtesten Fazies; einige Seichtwasserformen kommen aber eben in den reichsten Tiefwasserfaunen vor, die, wie ich schon vorhin bemerkt habe, wegen der günstigen Lebensverhältnisse auch einige eigentlich in anderen Fazies heimischen Arten zu enthalten pflegten.

Das Miozän Maltas.

Die Insel Malta ist aus miozänen Meeressedimenten aufgebaut, unter denen der Globigerinenkalk als Tiefseebildung öfter in der Faziesliteratur erwähnt wurde. Die Ablagerungen von oben nach unten scheinen stetig zunehmenden Wassertiefen zu entsprechen.

1. Die jüngsten Obermediterranschichten auf der Insel Malta sind Kalke, die die gewöhnlichen Leithakalkfaunen enthalten (**45** u. **46**) und gehören gewiß in die seichtere Zone der neritischen Region; das Vorhandensein von *Haliotis volchynica* weist sogar auf Litoralbildungen hin. In den Leithakalkfaunen sind nur die Echinodermengattungen *Brissus* und *Brissopsis* (**47**) etwas fremdartig. Es ist aber nicht ausgeschlossen, daß sie von irrtümlichem Sammeln herrühren.

2. Unter den Leithakalken liegt der sog. Grünsand, eine glaukonitreiche, sandige Bildung, die z. T. noch der seichteren neritischen Zone, z. T. aber auch schon einer etwas tieferen Fazies entspricht. Mehrere Arten der Leithakalkfazies sind darin noch vorhanden, so unter den großen, dickschaligen Muscheln

Pecten aduncus Eichw.	*Tapes vetula* Bast.
Ostrea lamellosa Br.	*Pholadomya alpina* Match.
Cardium hians Br.	

und auch die Echinoideen

Clypeaster altus Leske	*Heteroclypeus subpentagonalis* Greg.
„ *marginatus* Lk.	
Heteroclypeus hemisphaericus Lk.	*Echinolampas hemisphaericus* Lk.
	„ *wrighti* Greg.

sind in den seichtesten neritischen Ablagerungen heimisch. Daneben treten aber auch die Bryozoen so maßenhaft auf, daß man das Vorhandensein der Bryozoenfazies und so der mittleren neritischen Bildungen voraussetzen muß. In Zusammenhang mit dem Grünsand kommt auch Heterosteginenkalk vor; als ein Seichtwasserforaminiferensediment [s. Allg. Teil, Kap., VI. 9]

muß dies auch in die seichtere neritische Zone eingeteilt werden. Aus dem Grünsande werden noch die Muscheln *Pecten cristatus* BRONN und *Ostrea* (*Pycnodonta*) *coclear* POLI zitiert: diese weisen darauf hin, daß der Grünsand auch gegen die tieferen [bathyalen] Liegendeschichten einen Übergang bildet.

3. Die folgende ältere Schicht ist der „Blue-Clay" von Murray, aus dem TH. FUCHS (48) die folgende Fauna beschrieben hat:

Clavulina communis D'ORB.	*Rotalia soldanii* D'ORB.
„ *cylindrica* HNTK.	*Flabellum* sp.
Nodosaria beyrichi NEUG.	*Spatangus* sp.
„ *hispida* D'ORB.	*Pecten denudatus* RSS.
„ *bacillum* DEFR.	„ *cristatus* BRONN
Dentalina elegans D'ORB,	„ *koheni* FUCHS (ex. aff. *spinulosus*)
„ *pauperata* D'ORB.	
„ *verneuilli* D'ORB.	*Nucula* sp.
„ *approximata* RSS.	*Leda fragilis* CHEMN.
„ *zsigmondyi* HNTK.	„ *pellucida* PHIL.
Vaginulina badenensis D'ORB.	*Astarte sp.*
Marginulina behmi RSS.	*Cardita* sp.
Cristellaria arcuata D.ORB.	*Lucina sinuosa*
Robulina cultrata MONTF.	*Xenophora testigera* BRONN
„ *echinata* D'ORB	*Natica* sp.
„ *inornata* D'ORB.	*Scalaria melitensis* FUCHS
„ *imperatoria* D'ORB.	*Chenopus pespelecani* PHIL.
Bulimina pyrula D.ORB.	*Rostellaria* sp.
Uvigerina pygmaea D'ORB.	*Cassis* sp.
Sphaeroidina austriaca D'ORB.	*Nassa granularis* BORS.
Textularia carinata D'ORB.	*Murex* sp.
Orbulina universa D'ORB.	„ *virgatus* JAN.
Globigerina bulloides D'ORB.	*Pleurotoma cataphracta* BR.
„ *bilobata* D'ORB	„ *ramosa* BAST.
„ *trilobata* RSS.	*Mitra* sp.
Truncatulina conica CJZ.	*Marginella deshayesi* NYST
„ *dutemplei* D'ORB.	*Vaginella depressa* DAUD.
„ *ungheriana* D'ORB.	*Sepia* sp.
Pulvinulina badenesis CJZ.	*Natilus aturii* BAST.

Sowohl die Foraminiferen, wie die Molluskenfauna enthält die bezeichnendsten Tiefseearten; die bathyale Fazies dieser Bildung ist zweifellos; die Arten seichterer Wässer kommen darin gar nicht vor. Auffallend ist ihre Ähnlichkeit mit den bathyalen Elementen der gemischten Fauna von Zebegény. Das Alter dieser Schicht läßt sich aber sehr schwer bestimmen; es kann ebenso gut dem Schlier (Helvetien), wie dem Badener Tegel (Tortonien) entsprechen; TH. FUCHS (48) hielt es für ein Äquivalent des Schliers.

Stellenweise ist dieser Ton voll mit Globigerinen, was schon auf größere Tiefen hindeutet als die des normalen Schliers (wie z. B. in dem Schlier von Tuzla). Nach unten geht aber der Ton in Globigerinenkalk über, der 63—95% kohlensäuren Kalk enthält; die Globigerinen kommen darin gesteinsbildend vor. Daneben gibt es in der Fauna kleine *Pecten*, zahlreiche Vaginellen und unter den Echinodermen hauptsächlich Spatangiden

Brissopsis crescenticus WRIGHT *Schisaster parkinsoni* DEFR
Spatangus pustulosus WRIGHT *Hemiaster cotteaui* WRIGHT
Pericosmus latus AG.

Diese Bildung, eigentlich die kalkige Ausbildung des Schliers müssen wir auf Grund ihres Reichtums an Globigerinen schon zu den abyssischen Ablagerungen rechnen.

Es soll noch erwähnt werden daß GREGORY (47) auch *Cidaris avenionensis, Scutella* und *Echinolampas* aus dieser Bildung zitiert, die in diese Tiefseefazies gar nicht hineinpassen; da hier nur einige Exemplare gegen die allgemeinen Charaktere dieser Fazies in Frage kommen, scheint mir wahrscheinlich zu sein, daß diese Fossilien nur aus Versehen in das Material hineingebracht wurden.

LITERATUR.

1. F. KARRER: Über das Auftreten der Foraminiferen in den Mergeln der marinen Uferbildungen (Leythakalk) des Wiener Beckens. Sitzungsberichte d. k. Akademie d. Wissensch. Wien, Mathemat. Naturw. Cl., Bd. 50., 1864.

2. TH. FUCHS: Über die locale Anhäufung kleiner Organismen und insbesondere über die Fauna von St. Cassian. Verhandlungen k. k. geolog. Reichsanstalt, 1871.

3. TH. FUCHS: Welche Ablagerungen haben wir als Tiefseebildungen zu betrachten? Neues Jahrbuch für Mineral. etc., Beilage Bd. 2., 1883.

4. L. TEISSEYRE: Der podolische Hügelzug der Miodoboren als ein sarmatisches Bryozoen-Riff. Jahrbuch k. k. geolog. Reichsanstalt, 1884.

5. MICHALSKI: Sur la nature géologique de la chaîne de collines de Podolie, nommées „toltry." Bolletin de Comité Géolog. St. Petersbourg, vol. 14., 1895.

6. F. Stöhr: Die Radiolarienfauna der Tripoli von Grotte, Provinz Girgenti in Sicilien. Paläontographica, vol. 26.,

7. F. Dreyer: Die Tripoli von Caltanisetta (Steinbruch Gessolungo) auf Sizilien Jenaische Zeitschrift für Naturwissenschaft Bd. 24., 1890.

8. D. de Stefani: Les terrains tertiaires supérieurs du bassin de la Méditerranée. Annals de la Société Géologique de Belgique, tome 18., 1890—91.

9. Th. Fuchs: Über die bathymetrischen Verhältnisse der sogenannten Eggenburger und Gauderndorfer Schichten des Wiener Tertiärbeckens. Sitzungsberichte d. k. Akademie d. Wissensch. Wien, Math. Naturw. Cl., Bd. 109., 1900.

10. O. Abel: Studien in den Tertiärbildungen von Eggenburg. Beiträge zu der Paläont. und Geolog. Csterr. Ung. und d. Orients, Bd. 11., 1898.

11. J. B. Harrison et A. J. Jukes-Browne: The Oceanic Deposits of Trinidad. Quarterly Journal of the Geological Society, vol. 55., 1899.

12. R. J. Lechmere Guppy: Tertiary Microzoic Formations of Trinidad, West Indies. Quarterly Journal of the Geological Society, vol. 48., 1892.

13. Th. Fuchs: Über den Charakter der Tiefseefauna des Rothen Meeres. Sitzungsberichte k. k. Akademie d. Wissensch. Wien, Math. Naturw. Cl., Bd. 110., 1901.

14. Th. Fuchs: Über ein neues Analogon der Fauna des Badener Tegels. Verhand lungen k. k. geolog. Reichsanstalt, 1905.

15. N. Andrussow: Die fossilie Briozoenriffe der Halbinseln Krtsch und Taman Kijew, 1909—12.

16. E. Haug: Traité de Géologie, II. 3., Paris, 1911.

17. W. Deecke: Faziesstudien über europäische Sedimente. Berichte d. Naturforsch. Gesellsch. Freiburg. i. Br. 20., 1913—14.

18. Schubert: Die Fischotolithen des österreich-ungarischen Tertiärs. Jahrbuch k. k. geolog. Reichsanstalt, 1901, 1905, 1906.

19. O. Abel: Lebensbilder aus der Tierwelt der Vorzeit. Jena, 1922.

20. O. Abel: Lehrbuch der Paläozoologie. Jena, 1924. II. Auflage.

21. K. Andrée: Das Meer und seine geologische Tätigkeit; W. Salomon: Grundzüge der Geologie. I. 2., Stuttgart, 1925.

22. C. Diener: Grundzüge der Biostratigraphie. Leipzig und Wien, 1925.

23. L. Strausz: Az északkeleti Cserhát torton fáciesei. (Über die Fazies des Tortonien im Nordöstlichen Cserhát.) Math. Term. tud. Értesítő, Budapest 1922. (Nur ung.)

24. L. Strausz: Az északkeleti Cserhát mediterrán fáciesei (Über die Fazies des Mediterrans im nordöstlichen Cserhát.) Eötvös füzetek, Budapest, 1924. (Nur ung.)

25. L. Strausz: Fáciestanulmány a tétényi lajtameszeken. Über die Faziesverhältnisse der Tétényer Leithakalke. Földtani Közlöny (Geologische Mitteilungen, Budapest,) 1923.

26. L. Strausz: A biai miocén. Über das Miozän von Bia. Földtani Közlöny (Geologische Mitteilungen, Budapest), 1923.

27. L. Strausz: Zebegény és Nagymaros környékének felsőmediterrán rétegei. (Die Obermediterranschichten der Umgebung von Zebegény und Nagymaros.) Annales Musei Nat. Hung., 1924.

28. L. Strausz: Die Mediterranschichten des Mecsek-Gebirges. Geol. Pal. Abhandlungen N. F. 15. Jena 1928.

29. L. Strausz ; A báni hegység mediterrán rétegei. Die Mediterranschichten des Báner Gebirges. Földtani Közlöny (Geologische Mitteilungen), 1926.

30. L. Strausz : Ujabb adatok Fót alsómediterrán faunájához. Neuere Daten zur untermediterranen Fauna von Fót. Földtani Közlöny (Geologi che Mitteilungen), 1925. (Vorgetragen in der Fachsitzung der Ung. Geolog. Gesellschaft am 15. Febr. 1922.)

31. L. Strausz : Adatok az Ipolyvölgy vidékének geológiájához. Beiträge zur Geologie der Gegend des Ipolytales. Földtani Közlöny (Geologische Mitteilungen), 1914.

32. L. Strausz : A sámsonházai felsőmediterrán. (Das Obermediterran von Sámsonháza.) (Vorgetragen in der Fachsitzung der Ung. Geolog. Gesellschaft am 4 Oktober 1922.)

33. L. Strausz : Adatok a keleti Cserhát geológiájához (Daten zur Geologie des östlichen Cserhát). (Vorgetragen in der Fachsitzung der Ung. Geolog. Gesellschaft am 8. November 1922.)

34. W. Koert : Meeresstudien und ihre Bedeutung für den Geologen. Naturwissensch. Wochenschrift, Neue Folge, Bd. 3., 1904.

35. J. Walther : Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. Jena, 1893—1894

36. F. Schafarzik : A Cserhát piroxénandezitjei. Földt Int. Évkönyve. (Jahrb. d. kgl. Ung. Geolog. Anstalt), Bd. 9., 1892.

37. St. Vitális : Adatok a Cserhát keleti részének geológiai viszonyaihoz. Math. Term. tud. Értesítő. (Mathemat. Naturw. Berichte aus Ungarn), 1915.

38. E. Noszky : Adatok a Cserhát geológiájához. Földtani Közlöny (Geologische Mitteilungen) 1906.

39. E. Noszky : Adatok a nyugati Mátra geológiájához. Föld. Int. Évi Jelentése (Jahresbreichte d. kgl. Ung. Geolog. Anstalt), 1911.

40. E. Noszky : A Cserhát középső részének földtani viszonyai. Földt. Int. Évi Jelentésé (Jahresbreichte d. kgl. Ung. Geolog. Anstalt), 1913.

41. M. Hankten ; Geológiai tanulmányok Buda és Tata között. Math. Term. tud Ért. 1861. (Nur ung.)

42—43. E. Lörenthey : Ujabb adatok Budapest környéke harmadidőszaki üledékeinek geológiájához. Math. Term. tud. Értesítő (Math. Naturwis. Berichte aus Ungarn) 1911, 1912.

44. F. X. Schaffer : Beiträge zur Parallelisierung der Miocänbildungen des piemontesischen Tertiärs mit denen des Wiener Becken. Jahrbuch k. k. geolog. Reichsanstalt, Wien, Bd. 48, 1898.

44. a. R. J. Schubert : Über den Schlier von Donja Tuzla in Bosnien. Verhandl. k. k. geol. Reichsanstalt 1904.

44. b. F. Katzer : Geologischer Führer durch Bosnien und die Herzegovina 1903.

45. Th. Fuchs : Das Alter der Tertiärschichten von Malta. Sitzungsberichte d. k. Akademie d. Wissensch. Wien, Math. Naturw. Cl., Bd. 70. 1875.

46. J. Murray : The Maltese Islands. The Scottish Geograph. Magazine, vol. 6., 1890.

47. J. W. Gregory : The Maltese Fossil Echinoidea and their Evidence on the Correlation of the Maltese Rocks. Transactions of the Royal Society of Edinburgh, vol. 36., 1891.

48. Th. Fuchs : Über den sogennanten „Badener Tegel" von Malta. Sitzungsberichte d. k. Akademie d. Wissensch. Wien, Math. Naturw. Cl., Bd 73., 1876.

OLIGOZÄN.

Literaturangaben.

Auf die Faziesverhältnisse des Oligozäns werde ich noch zurückkommen, darum behandle ich sie jetzt kürzer als die übrigen Formationen. Die Parallelisierung mit den Bildungen bekannter Fazies ist hier ziemlich schwer, es bleibt kaum anderes übrig, als die litoralen Anpassungen der Tiere und die Lebensgemeinschaften der Pleurotomeentone (die seichtesten und die tiefsten Fazies) zu suchen.

Auch die bisherigen Literaturangaben über die Faziesverhältnisse des norddentschen Oligozäns sind spärlich und kaum zu verwenden.

Sandberger (1) faßte die mitteloligozänen Tone des Mainzer Beckens als schlammige Sedimente eines ganz seichten (15 Faden) ufernahen Meeresteiles auf. Paläontologisch ist diese Annahme gar nicht gestüzt.

Beinahe ganz ohne Grund (bezw. auf verfehlte Gründe) schrieb A. v. Koenen (2) dem Septarienton oder Rupelton eine bathyale Natur zu; um so interessanter ist, daß sein Ergebnis später gerechfertigt wurde. P. Oppenheim (3) bestritt, sich z. T. auf C. Reinhardt (Arch. Antrop. Geolog. Schlesw-Holstein, Bd. 2.) stützend die Entstehung des Septarientons in so großen Tiefen, wie es Koenen annahm, da Koenens Beweise (z. B. *Axinus* (*Cryptodon*) als Beweis einer Tiefseenatur nicht stichhaltig sind. A. v. Koenen (4) brachte darauf die Armut des Septarientons an Fossilien als Gegenbeweis einer Flachseenatur vor; dies ist natürlich verfehlt (s. Allg. Teil. Kap. V. A. 2.) Oppenheim hat aber auch nachgewiesen (5.) daß gewisse Fundstätten gar nicht fossilleer sind.

Die bathyale Natur der Pleuretomeentone, unter diesen die des Septarientones hat Th. Fuchs (6.) bewiesen, in dem er die ähnliche rezente Lebensgemeinschaft in großen Tiefen des Indischen Ozeans erkannt hat (s. bei dem Miozän). Für eine charakteristische bathyale Molluskenfauna halte ich die von Freienwalde a O. (2), die aus den bezeichnendsten Gattungen der Pleurotomeentone zusammengesetzt ist und auch die Arten, z. T. denen anderer Pleurotomeentone nahe stehen:

Aporrhais speciosa Schloth.	*Cancellaria granulata* Nyst
Murex deshayesi Nyst	*Pyrula concinna* Begr.
Typhis schlotheimii Begr.	*Fusus rotatus* Begr.
Triton flandricum Kon.	„ *waelii* Nyst
Cancellaria evulsa Sol.	„ *elongatus* Nyst

Fusus elatior BEGR.	*Voluta fusus* PHIL.
„ *multisulcatus* NYST	*Natica nysti* D'ORB.
Cassis rondeletii BAST.	*Scalaria rudis* PHIL.
Cassidaria sp.	„ *undatella* KOEN.
Conus semperi SPEY.	*Dentalium kickxii* NYST
Pleurotoma turbida SOL.	*Pecten pictus* GF.
„ *koninckii* NYST	*Nucula chasteli* NYST
„ *laticlavia* BEGR.	„ *peregrina* DESH.
„ *selysii* KON.	„ *archiacana* NYST
„ *duchasteli* NYST	*Leda deshayesiana* DUCH.
„ *regularis* KON.	*Cryptodon unicarinatus* NYST
„ *volgeri* PHIL.	„ *obtusus* BEGR.
„ *intorta* BR.	*Astarte kickxii* NYST
Mangelia roemeri PHIL.	*Neaera clava* BEGR.
Borsonia decussata BEGR.	

W. DEECKE (7) machte mehrere Bemerkungen über das Oligozän Er stellt die Tiefseenatur des Septarientons in Abrede: die Charaktere. der Fauna würden nicht durch die Meerestiefe, sondern durch die schlammige Natur des Bodens verursacht. Dagegen bleibe ich bei den Ergebnissen von TH. FUCHS, denn eine der Septarientonfauna (und den anderen Pleurotomeentonen) entsprechende Lebensgemeinschaft wurde in kleineren Tiefen der heutigen Meere nie gefunden, wenn auch einige Gattungen (*Leda, Nucula)* auch in anderen schlammigen Fazies heimisch sind. Den Stettiner Sand hielt er für eine ufernahe Bildung. Dieser, wie auch die Söllinger Sande werden oft als litorale Fazies des Septarientones aufgefaßt. Die seichtere Natur dieser Bildungen wird durch große dickschalige Mollusken, Bohrmuscheln und grabende Muscheln gekennzeichnet, doch sind in den meisten Faunenlisten auch viele Arten der Pleurotomeentone vorhanden, so bei Sölling (nach O. SPEYER (8) *Typhis pungens, Typhis fistulosus, Fusus* (6 sp.), *Pleurotoma* (11 sp.), *Neaera, Corbula subpisiformis.* Diese Tiefseeformen sprechen gegen eine Litoralnatur. So sind keineswegs alle Stettiner Sand-und Söllinger Sand-Bildungen als strandnahe zu betrachten, höchtens gibt es *auch* solche darunter; dies sollte aber erst nachgewiesen werden. — Ich bemerke noch, daß unter den Söllinger-Sanden wahrscheinlich auch die Bryozoenfazies des mittleren Neritikums, mit vielen verästelten Bryozoen usw. vertreten ist.

K. ANDRÉE (9) nennt den Septarienton «hemipelagisch» (ungefähr meinen «Bathyal» entsprechend), womit er wieder TH. FUCHS's Ansicht annimmt.

Ich erwähne hier noch einige Faziesangaben über das Oligozän anderer Gebiete.

VACEK fand im oligozänen Flysch der nordöstlichen Karpaten bei Alsóverecke und Riszkania eine auf seichtes Meer hindeutende Molluskenfaune (10). Dies ist zu bemerken, denn der Flysch wurde oft als Tiefseebildung betrachtet.

TH. FUCHS (11) hielt den Kis-Zeller Tegel (von Budapest) und den Häringer Mergel für Tiefseeablagerungen. In beiden Bildungen scheinen mehrere Fazies vorhanden zu sein, es ist aber kaum zu entscheiden, ob die tieferen Fazies noch der neritischen Region, oder der bathyalen gehören. Auch die Priabonaschichten teilt TH. FUCHS den Tiefseebildungen zu. Er beschreibt sie folgendermassen. Die Priabonaschichten bestehen aus Mergeln und Mergelkalken; häufig sind darin die Orbitoideen, verästelte Bryozoen, kleine Ostreen, dann *Pecten, Spondylus, Serpula spirulea,* zahlreiche Echinoideen; seltener sind die Crinoideen, *Terebratulina tenuistriata,* Spongien, eine große *Ostrea (O. rarilamella),* Steinkerne von *Ovula* und *Nautilus.* Sämtliche Aragonitschalen wurden aufgelöst und diese Fossilien mit wenigen Ausnahmen verstört. So besteht die Fauna aus kalzitschaligen Tierresten und ist deshalb der der Schreibkreide, des Plänermergels und des Hautarivien im Jura sehr ähnlich ((11) 527): „Das vollkommene Fehlen der Nummuliten, das Fehlen der grossen dickschaligen Litoralconchylien, wie z. B. der grossen Cerithien und *Natica*-Arten, das Vorherrschen kleiner und zarter Formen, das massenhafte Auftreten zartästiger Bryozoen, das Vorkommen von Nautilen, Crinoiden und *Terebratulina striata* charakterisieren diese Ablagerungen als Tiefseebildungen". — Diese Folgerung ist unrichtig: Das Fehlen der Nummuliten wird durch das Vorkommen der Orbitoideen, die anderswo in denselben Fazies wie die Nummuliten vorkommen, ausgeglichen; Cerithien, *Natica* usw. müssen infolge der Auflösung der Aragonitschalen fehlen. Die Crinoideen, Brachiopoden und hauptsächlich die verästelten Bryozoen, die kleineren Austern- und *Pecten*-Arten stellen die Lebensgemeinschaft der mittleren neritischen Bryozoen-Sedimente dar (s. Allg. Teil. Kap. VI. 6). Es muß noch hingefügt werden, daß unter den Priabonaschichten nicht nur diese Fazies vertreten ist, die FUCHS hier geschildert hat.

Die „Faziesstudie“ von H. STUCHLIK (12) verdient keine eingehende Diskussion. Schon K. ANDRÉE bemerkte (13), daß die Tiefseenatur seines „Tiefseetons“ gar nicht anzunehmen ist.

R. NOTH versuchte zu beweisen, (14) daß die Foraminiferenfauna des Flyschtons von Barwinek und Komarnok, (dem Alter nach: näher nicht bestimmtes Paläogen), eine Tiefe von 500 Faden bedingt. Er legt Gewicht darauf, wie viele Arten denen des Globigerinenschlammes, des roten Tiefseetons usw. gemeinsam sind. Die Foraminiferen aber sind vorwiegend nur die *Agglutinantia* (*Rheophax* und *Trochammina* herschend), die nicht eben bezeichnende Tiefseeelemente sind; dagegen fehlen die in den bathyalen Bildungen so verbreiteten Gattungen (*Globigerina, Nodosaria, Lagena, Cristellaria* usw.), wahrscheinlich infolge nachträglicher Auflösung der Kalzitschalen. So scheint mir die arme Fauna nicht zu einer Faziesbestimmung zu genügen.

W. DEECKE (7) schreibt dem Budaer (Ofener) Mergel (Ungarn) trotz seinem Reichtum an Pteropoden eine Flachseenatur zu, auf Grund der Korrelation der Fazies, denn er steht Landplanzen führenden Schichten sehr nahe. In der Wirklichkeit ist der Budaer Mergel im allgemeinen sehr arm an Pteropoden und steht mit Landpflanzen führenden Schichten nicht in inniger Verbindung; die Korrelation der Fazies halte ich aber in den Faziesfolgerungen für unbrauchbar.

LITERATUR.

1. C. L. F. SANDBERGER: Die Conchylien des Mainzer Tertiärbeckens. Wiesbaden, 1863.

2. A. v. KOENEN: Das marine Mittel-Oligocän Norddeutschlands und seine Molluskenfauna. Paläontographica, Bd. 16., 1867—68.

3. P. OPPENHEIM: Zur Fauna des Septarientones. Zeitschrift d. Deutsch. Geolog. Gesellsch. Bd. 51., 1899.

4. A. v. KOENEN: Referat im „Neues Jahrbuch f. Mineral. etc.“ 1900. II. über P. OPPENHEIM: Zur Fauna des Septarientons.

5. P. OPPENHEIM: Noch einmal über die Tiefenzone des Septarientones. Centralblatt f. Mineral. etc., 1902.

6. TH. FUCHS: Über ein neues Analogon der Fauna des Badener Tegels. Verhandlungen k. k. Geolog. Reichsanstalt, Wien, 1905.

7. W. DEECKE: Faziestudien über europäische Sedimente. Berichte d. Naturforsch. Gesellsch. Freiburg i. Br., Bd. 20. 1913—14.

8. O. SPEYER: Die Tertiärfauna von Söllingen bei Jerscheim im Herzogtum Braunschweig. Paläontographica, Bd. 9.

9. K. Andrée: Das Meer und seine geologische Tätigkeit, in: W. Salomon: Grundzüge der Geologie I. 2., Stuttgart, 1925.

10. Wacek: Beitrag zur Kenntniss der mittelkarpathischen Sandsteinzone. Jahrbuch k. k. Geolog. Reichsanstalt 1881.

11. Th. Fuchs: Welche Ablagerungen haben wir als Tiefseebildungen zu betrachten. Neues Jahrbuch f. Mineralog. etc. Beilage Bd. 2., 1883.

12. H. Stuchlik: Die Faciesentwicklung der südbayrischen Oligozänmolasse. Jahrbuch d. Geolog. Reichsanstalt, 1906.

13. K. Andrée: Über stetige und unterbrochene Meeressedimentation, ihre Ursachen sowie über deren Bedeutung für die Stratigraphie. Neues Jahrbuch f. Mineralog. etc., Beilage Bd. 25., 1908.

14. R. Noth: Die Foraminiferen der roten Tone von Barwinek und Komarnok. Beitr. Paläont. Geolog. Österr. Ung. Bd. 25., 1912,

---

EOZÄN.

Literaturangaben.

O. Fisher schrieb über die Faziesverhältnisse der Bracklesham-Schichten der Insel Wight, stützte sich aber bloß auf die lithologischen Eigenschaften der Sedimente (167): «The whole group consists of alternations of beds of sand and sandy clay, the clays being more prevalent in the highest member, and the sands in the lower . . . Many of the beds are laminated being formed by alternations of very thin bands of clay, separated by sandy layers. Such are generally devoid of shells, but contain much vegetable matter. They appear to have been caused by the deposit of sediment, in a quiet estuary, from a great river, the changes to the coarser sediment being caused by the state of flood. — The beds of sand point to a shallower condition of the sea-bottom, subject to drifting water. The shells in such beds are often drifting into patches, and are sometimes exceedingly abundant at one spot, while a few yards off scarcely a specimen will be found. The beds of clay were deposited in a deeper sea, and the species found in them agree with such a supposition.» Erstens ist aber die Unterscheidung «seichter-tiefer» nichtssagend, da man gar nicht weiß, an welche Tiefen der Autor denkt, zweitens beweist der Sand nicht die kleinere Tiefe dem Ton gegenüber (s. Allg. Teil Kap. V. A. 5.). Über die Fazies der Bracklesham-Schichten von Wight s. noch später.

Th. Fuchs (2) hielt den Pariser Grobkalk für eine Ablagerung der dichten Algenrasen, wie die vom Hafen Messinas in der Gegenwart. Dies kann sich

wohl nur auf einige Ausbildungsformen des Pariser Grobkalks beziehen, denn es herrschen die Zwergfaunen darin nicht überall; außerdem ist, wie schon in einem vorhergehenden Kapitel, bei dem «Miozän» erwähnt wurde, diese Erklärung der Entwicklung von Zwergfaunen nicht die einzig mögliche. Zu dieser Fazies rechnet TH. FUCHS auch die vizentinischen Gomberto-Schichten.

C. EVANS (3) untersuchte den Londonton bei Finckley und bestimmt die Meerestiefe, in der die molluskenführende Tonschicht zur Ablagerung gekommen sein soll, in 70 Faden. Leider beschrieb er nicht die ganze Fauna, sondern erwähnt nur einige Arten, die auf die seichteren Ausbildungen des Londontons hindeuten. So kann das Ergebnis richtig sein, laßt sich jedoch nicht kontrollieren.

Über die bathymetrischen Verhältnisse des Londontons äußerte sich STARKIE GARDNER (4) nur sehr allgemein: diese Schichten kämen im Westen ganz seicht, in einer Tiefe von einigen Faden, im Osten aber schon tiefer, etwas tiefer als 100 Faden, zur Ablagerung. Mir scheinen aber die bisherigen Angaben zu einer solchen Verallgemeinerung ungenügend; hauptsächlich muß man sich vor Augen halten, daß sich die Fazies des Londontons auch vertikal ändert und das Meeresbodenrelief sich im Lauf der Zeit kaum gleich bleiben konnte. STARKIE GARDNER machte noch einige Bemerkungen über die Tiefenverhältnisse der Eozänschichten Südenglands, die sich aber so sehr auf das Allgemeine beschränken, daß sie gar keine Bedeutung haben (s. Allg. Teil, Kap. III. und Kap. V. A. 10.).

A. RUTOT (5) versuchte im Eozän Belgiens zyklische Hebungen und Senkungen und damit die zyklischen Änderungen der Meerestiefen nachzuweisen. Für litoral hielt er die Schotterschichten mit Bohrlöchern und abgeriebenen Molluskenschalen und die Sande mit Spuren von Anneliden. Die Sedimente mittlerer Tiefen seien die feinen Sande mit Turritellen, Nummuliten und sich „in situ" befindende Muscheln mit klaffenden Schalen. Die tiefsten Ablagerungen würden aber gewöhnlich durch fossilleere Tone vertreten. Da er die Faunen nicht angibt, können seine Ergebnisse nicht bestritten werden; übrigens läßt sich die Zyklizität beinahe in alle Änderungen hineindeuten und hat für die Fazieskunde noch geringere Bedeutung als für die Stratigraphie.

Einen Teil des unteren Bartonien hielten GARDNER, KEEPING und MONCKTON (6) für die Ablagerung sehr großer Meerestiefen, deren Fauna gewissen rezenten Tiefseefaunen des Pazifischen Ozeans ähnlich sind (s. darüber später)

Th. Fuchs verglich (7) die Faunen des Barton- und Londontons [und im allgemeinen die der Pleurotomeentone] mit den heutigen Faunen des Indischen Ozeans und bestimmt ihre Tiefe in 300—1000 m. Dieses durch die Untersuchung der Lebensgemeischaft gewonnene Ergebnis ist richtig, kann jedoch nicht auf den ganzen Barton- und Londonton, sondern nur auf dessen tiefste Fazies bezogen werden; diese Schichten sind nämlich in abwechslungsreichen Fazies ausgebildet.

Nach A. J. Jukes-Browne kam der aus Foraminiferen, Bryozoen und Kalkalgen aufgebaute Grobkalk von Mons in Belgien in reinem, aber seichtem Wasser in einer Tiefe von 40—50 Faden zur Ablagerung (8/337). Wahrscheinlich sollen aber in dieser Bildung mehrere Fazies unterschieden werden, die z. T. diese Tiefe erreichen, z. T. aber, hauptsächlich die Algenkalke, als seichtere Sedimente betrachtet werden sollen.

W. Deecke bemerkt in seiner Faziesstudie über die europäischen Sedimente (9) einiges auch zum Eozän. Die Cerithienmergel der Ligurischen Alpen zählt er zu den Übergängen zu «Flachwassersedimenten». In die sandige Fazies der tieferen Uferzonen teilt er den Pariser Grobkalk ein, er begründet aber nicht, warum diese Bildungen in die Uferzone und zwar eben in die sandige Fazies gehören.

K. Andrée hält (10) die Basalttuffe der eozänen Mollerformation Norddeutschlands und Dänemarks für die vulkanische Fazies mittlerer Tiefen und den Londonton für hemipelagisch — was mit den allgemeinen Ansichten über diese Fragen übereinstimmt.

Nach C. Diener (11) entspricht der Londonton dem einstigen schlammigen Küstenstrecken. Obwohl auch seichte neritische Bildungen unter den Londontonschichten zu finden sind, kann diese Behauptung im allgemeinen nicht angenommen werden (s. bei den Faziesverhältnissen des Londinien).

Das Eozän von Südengland.

In mehreren Gegenden Europas ist das Eozän so schön und reich ausgebildet und stratigraphisch-paläontologisch soweit studiert, daß es zu Faziesstudien geeignet ist. Ich wählte von diesen das Eozän Südenglands (Londoner und Hampshire-Becken) zur Behandlung, hauptsächlich deshalb, weil ich es an Ort und Stelle untersuchen konnte. Ziehen wir also die Faziesverhältnisse der einzelnen Stufen von oben nach unten in Betracht.

I. DIE BARTONSCHICHTEN.

Die Bartonschichten des Beckens von Hampshire vertreten sehr verschiedene Fazies. Oft wird der Bartonclay mit den anderen Pleurotomeentonen (Septarienton und Oligozän, Badener Tegel im Miozän, einige Pliozän-Bildungen Italiens) als typische bathyale Ablagerung erwähnt; dies kann aber nur auf die wirkliche Pleurotomeentonfazies des Bartonien bezogen werden, nicht auf das ganze Bartonien. Die Autoren haben jedoch darauf kaum Gewicht gelegt und die einzelnen Bartonfaunen von einander in Hinsicht der Fazies nicht geschieden. Gardner, Keeping und Monckton (6) gehen noch so weit einen Unterschied zwischen Mittelbartonien und Oberbartoninen vom Bartoncliff nachzuweisen; jedoch wagen sie nicht auszusprechen, ob die Ursache dieses Faziesunterschieds eine positive oder negative Tiefenänderung war. Der ganze Bartonclay darf also keineswegs als eine Fazieseinheit aufgefaßt werden; so können die einzelnen Fundstätten, wie die einzelnen Horizonte wohl Ablagerungen verschiedener Tiefen sein.

1. Die seichtesten, litoralen oder seichteren neritischen Ausbildungen der Bartonschichten findet man im oberen Teil des Profils vom Bartoncliff der klassischen Lokalität dieser Stufe. Die Mollusken der Long-Mead-End-Sands und der Becton-Bunny-Beds deuten z. T. auf Lagunenbildungen hin: neben einigen grabenden Muscheln sind die Vertreter der sich dem Brackwasser leicht anpassenden Gattungen vorhanden. Es fehlen aber nicht nur sämtliche Tiefseeelemente, sondern auch unter den Litoraltieren die Bewohner des harten, felsigen Bodens, wie die sich anheftenden Muscheln. In den Long-Mead-End-Sands (oberstes Bartonien) kommen die folgenden Mollusken vor:

Cyrena gibbosula Mor.	*Melania fasciata* Sow.
Lucina gibbosula Lk.	*Oliva branderi* Sow.
Psammobia rudis Lk.	*Ancillaria perita* Sow.

Darunter folgen die Becton-Bunny-Beds, deren obere Schichten aus tonigem Sande bestehen, teils in ausgesprochener brackischer Fazies, teils mit

Oliva branderi Sow.	*Natica*
Cerithium variable	*Lucina*
Vicaria	*Mactra*
Ancillaria	*Tellina*

Der untere Teil besteht aus fossilleerem, grobem Sand. An den Schichtenoberflächen sind jedoch Kriechspuren von Anneliden und Spuren von gra-



benden Muscheln zu bemerken. Da die grabenden Muscheln in dem Liegenden wirklich zu finden sind, nicht nur die Spuren, sondern auch die Schalen, dürfen wir voraussetzen, daß diese Schicht derselben ufernahen Fazies entspricht wie ihre Liegende, aber hier warscheinlich infolge der Diagenese die Muschelschalen verschwanden.

Unter den Becton-Bunny-Beds lagern die interessantesten Schichten des Oberbartonien: die *Chama*-beds. Deren Hauptteil gehört zu den seichtesten marinen Ablagerungen, doch scheinen sie nicht ganz einheitlich zu sein. Den oberen Teil der *Chama*-Schichten (sensu lato) charakterisieren GARDNER, KEEPING und MONCKTON (6) dadurch, daß außer der massenhaft vorkommenden *Chama* zahlreiche *Tellina*, *Lucina*, *Axinus*, *Cardium*, *Panopea* und *Solen* mit doppelten Klappen darin zu finden sind. Dies weist aber auf die aragonitschalige, grabende Muschelfauna hin und die geschlossenen Schalen sollen in situ in den Sandboden eingegraben erhalten geblieben sein. Leider ist diese Fauna, die der seichteren neritischen Zone oder sogar wohl schon der litoralen Region zuzuteilen wäre, nicht an sich genug beschrieben. Die von TH. WRIGHT beschriebene Fauna ist für die Untersuchung der Fazies noch am besten verwendbar. Sie enthält aber auch die Fauna des unteren Teiles der *Chama*-beds (sensu lato), wahrscheinlich z. T. auch tiefere Bildungen. WRIGHT (12) zählt von den *Chama*-beds (20. Horizont am Bartoncliff) die folgenden Arten auf:

Arca branderi SOW.
Avicula bartoniensis WRIGHT
Balanus sp.
Chama squamosa BRAND.
Corbula cuspidata SOW.
„ *longirostrata* DESH.
„ *extrata* DESH.
Crasstella plicata SOW.
Clavagella coronata SOW.
Cytherea transversa SOW.
„ *obliqua* DESH.
„ *rotundata* BRAND.
Hemicardium bartoniense WRIGHT
Modiola tenuistria MILL.
Lucina mitis SOW.
Mactra depressa DESH.
Nucula similis SOW. *
„ *minima* SOW.
„ *trigona* SOW.
Ostrea flabellula LK.
Panopaea rugosa EDW.
Pecten carinatus SOW.
Pectunculus costatus SOW.
„ *plumsteadiensis* SOW.
Solen gracilis SOW.
Tellina ambigua SOW.
„ *hantoniensis* EDW.
„ *lamellulata* EDW.
„ *squamula* EDW.
„ *laevis* EDW.

* (auch sonst in Seichtwasserbildungen !)

Tellina scalaroides Lk.
Venericardia sp.
Acteon simulatus Brand.
Ancillaria turritella Sow.
Buccinum junceum Sow.
,, *canaliculatum* Sow.
Bulla attenuata Sow.
Cerithium hexagonum Lk.
Conus dormitor Brand.
Cypraea bartoniensis Wright
Fusus bulbiformis Lk.
Mitra scabara Sow.
,, *parva* Sow.
Murex frondosus Sow.
Natica ambulacrum Sow.
Pleurotoma colon Sow.
„ *prisca* Brand.
Rostellaria rimosa Brand.
Seraphs convolutus Mtf.
Strombus bartoniensis Sow.
Solarium canaliculatum Sow.
Triton argutus Brand.
Trochus monilifer Lk.
Voluta costata Sow.
„ *lima* Sow.
„ *magorum* Sow.
,, *spinosa* Lk.
„ *undulata* Wright
Turbinolia bowerbanki M. E.
,, *fredericiana* M. E.
„ *humilis* M. E.
„ *firma* M. E.
Lumulites radiata Lk.

Die schon erwähnte Fauna (6) mit den grabenden Muscheln ist in dieser auch enthalten und auch manche anderen Arten der Fauna kommen auch in zweifellosen Seichtwasserbildungen vor; doch sind darin auch schon die Arten anderer Fazies (*Rostellaria, Pleurotoma prisca ? Solarium,* die Turbinolien) vorhanden: die eigentliche Flachseefauna sollte aus den oberen *Chama*-Schichten getrennt gesammelt werden.

Das Vorhandensein einer Bildung aus der seichteren neritischen Zone dürfen wir im Oberbartonien im Profile des Strandes zwischen Christchurch Harbour und Poole Harbour vermuten. Hier befindet sich (13) im sandigen Ton eine grabende Muschelfauna mit *Panopaea, Solen, Citherea, Pectunculus, Venericardia.*

2. Solche Bildungen, die gewiß in die mittlere Zone der neritischen Region einzuteilen wären, habe ich im Bartonien nicht erkannt. Es ist doch klar, daß auch diese Tiefen unter den Übergängen von den strandnahen Ablagerungen in dem typischen bathyalen Bartontone vertreten sind. Wegen der die Faziesverhältnisse nicht berücksichtigenden Sammlungen sind aber diese Faunen so gemischt, daß die Komponenten sehr selten zu trennen sind.

Bedingungsweise rechne ich eine interessante Bildung in die mittlere neritische Zone. Dies ist ein Teil des unteren Bartonien bei Bartoncliff, aus

dem GARDNER, KEEPING und MONCKTON (6) eine Fauna beschrieben haben. Hier sind stellenweise die Schnecken von ganz kleiner Gestalt massenhaft angehäuft; in ungefähr vierundeinhalb Kubikdezimeter Sand waren enthalten

		Exemplare
Mitra parva		400
Bayania delibata		326
Marginella bifido-plicata		190
Voluta lanceolata		140
Orthostoma crenatum		138
Natica noae		
„ *labellata*	zusammen	124
„ *perforata*		
Buccinum solandri		90
Strombus bartoniensis		72
Bulla elliptica		70
Buccinum sp.		58
Cerithium filosum		50
Actaeon cossmanni		41
Bayania rudis		40
Rissoa bartoniensis		40
Bulla conulus		37
„ *pseudoelliptica*		20
Sigarethus clathratus		18
Actaeon simulatus		16
Volvula acuminata		14
Bulla angystoma		13
Eulima macrostoma		13
Nummulites elegans		12
Ringicula ringens		7
Eulima munda		4
„ *goniophora*		4
Bulla anomala		4
„ *sowerbyi*		4
Actaeon sp.		4
Marginella pusilla		3
Neritina inorna		3
Bulla ovulata		2
Kleine Einzelkorallen		35

Gardner etc. halten diese Fauna für die einer Tiefsee (6621): „Many of the species are exceedingly like living shells from Australia and Japan and seem to indicate a considerable depth of water with light drifting currents." Bisher habe ich keine Gelegenheit gehabt die beiden genannten Faunen eingehend miteinander zu vergleichen um die angenommene Ähnlichkeit kontrollieren zu können. Ich selbst würde diese Unterbartonfauna mit den der miozänen mittleren Sande des Cserhát-Gebirges (in Ungarn) parallelisieren. In beiden herrschen die kleinen Schnecken vor. Auch die Ähnlichkeit der vorkommenden Gattungen ist so groß, daß sie bei dem beträchtlichen zoogeographischen- und Altersunterschied als ein Zeichen der gleichen Fazies zu deuten ist. Darum teile ich diese Ablagerung bedingungsweise in die mittlere neritische Zone ein.

3. Die Bartonschichten bei der Whitchliff Bay auf der Insel Wight sind schichtenweise anders, doch im allgemeinen können sie der mittleren und tieferen neritischen Zone entsprechen. So z. B. der Nummulitenhorizont, dessen Fauna ziemlich gemischte Charaktere aufweist, jedoch die bezeichnenden großen, dickschaligen angehefteten bohrenden und grabenden Muscheln der seichtesten Bildungen, wie die reichen Schneckenfaunen der Pleurotomeentone der Tiefse entbehrt. Seine Fauna ist nach Bristow, Reid und Strahan (14) die folgende:

Typhis pungens Brand.	*Dentalium striatum* Sow.
Fusus bulbus Brand.	*Bulla* sp.
Pleurotoma exorta Brand.	*Corbula pisum* Sow.
Cominella solandri Edw.	*Crassatella sulcata* Brand.
Voluta luctatrarix Brand.	*Cardium semigranulatum* Sow.
„ *digitalina* Lk.	*Leda minima* Sow.
Mitra parva Sow.	*Ostrea flabellula* Lk.
Calyptrea trochiformis Lk.	*Numulites elegans* Sow.

Wahrscheinlich gehören noch viele Vorkommnisse des Bartonclay in diese Tiefenzone, z. B. auch einige Schichten von Bartoncliff.

4. Die typische Mittelbartonfauna vom Bartoncliff kann als die seichtere bathyale Pleurotomeentonfauna betrachtet werden. Aus der Faunenliste (6) gebe ich hier nur die Arten an, die ich für bezeichnendere, bzw. wichtigere halte; das Zeichen + bedeutet die in die bathyalen Tiefen nicht hineinpassenden Arten. Es läßt sich aber kaum entscheiden, ob diese Elemente unter den ungünstigen Lebensbedingungen doch ausnahmsweise leben könnten, oder nur aus anderen Sedimenten in diese Faunen hineingerieten.

Trivia platystoma Edw.
Marginella bifidoplicata Charl.
+ *Voluta luctrarix* Sol.
„ *ambigua* Sol.
„ *athleta* Sol.
„ *suspensa* Sol.
„ *spinosa* L.
Mitra volutiformis Edw.
„ *parva* Sow.
Pleurotoma rostrata Sol.
„ *exorta* Sol.
„ *macilenta* Sol.
„ *desmia* Edw.
„ *innexa* Sol.
„ *conoides* Sol.
„ *prisca* Sow.
„ *turbida* Sow.
„ *aspera* Edw.
„ *rotella* Edw.
Daphnella citharella Lk.
+ *Rostellaria ampla* Sol.
Rimella canalis Lk.
„ *rimosa* Sow.
Murex asper Sol.
„ *minax* Sol.
Typhis pungens Sol.
Fusus porrectus Sol.
„ *longaevus* Sol.
„ *regularis* Sow.
„ *lima* Sow.
„ *pyrus* Sol.
+ *Oliva branderi* Sow.
Ancallaria canalifera Lk.
+ *Cassidaria nodosa* Sol.
Ficula naxilis Sol.
Natica hantoniensis Pilk.
„ *patula* Desh.
Natica sigaretina Desh.
„ *labellata* Lk.
Sigaretus clathratus Rechl.
Cancellaria nassaeformis Wood.
Solarium crenulare Desh.
Scalaria reticulata Edw.
„ *undosa* Sow.
Cerithium gardneri Cossm.
Turrittela imbricataria Lk.
„ *granulosa* Desh.
+ *Littorina sulcata* Pilk.
Capulus squamaeformis Desh.
Xenophora umbilicaris Sol.
Adeorbis tricostata Desh.
Bulla sowerby Nyst
„ *constricata* Sow.
Dentalium striatum Sol.
+ *Anomia tenuistriata* Desh.
+ *Ostrea oblongata* Sol.
+ „ *gigantea* Sol.
Pecten corneus Sow.
„ *crinatus* Sow.
„ *reconditus* Sol.
+ *Pinna margaritacea* Lk.
+ *Modiola elegans* Sow.
Arca lyelli Desh.
„ *appendiculata* Sow.
Pectunculus deletus Sol.
Limopsis scalaris Sow.
Nucula bisulcata Sow.
Leda minima Sow.
Cardita sulcata Sol.
Crassatella sulcata Sol.
+ *Coralliophaga chartacea* Bay.
+ *Cytherea transversa* Sow.
Cultellus bartoniensis Edw.

Solecurtus deshayesi Desm.
Corbula lamarcki Desh.
„ *longirostris* Desh.
„ *pisum* Sow.
+ *Gastrochaena corallium* Sow.
+ *Clavagella coronata* Desh.

Von den wenigen mit + bezeichneten fremdartigen Fossilien abgesehen entspricht diese Fauna den heutigen Molluskenfaunen des Indischen Ozeans in den Tiefen von 300—1000 m [s. Th. Fuchs (7) und im Allg. Teil Kap. VI. 8.].

5. Im Eozän Englands sind keine tieferen Fazies vorhanden, als diese Pleurotomeentone; doch sind in Holstein in der Tiefborung von Wöhrenden, Kreis Hiede, Eozänschichten in großer Mächtigkeit entdeckt worden (**15**, **16** u. **17**), die ich für tiefere bathyale Ablagerungen halte. Sie scheinen zoogeographisch von den englischen Eozänbildungen gar nicht abzuweichen, jedoch entsprechen sie einer dort gänzlich unbekannten Fazies und sind dem miozänen Schlier wunderbar ähnlich.

Faunistisch ist hier nur die Bartonstufe bestimmbar; wahrscheinlich ist aber in derselben Fazies das ganze Eozän bis zum Londonton hinab vertreten. Das Bartonien beginnt in dem Bohrloch oben von 590 m oder 595 m Tiefe, seine Unterkante ist ganz unsicher, da die Fauna von 640 m abwärts steigend ärmer wird und die einzelnen Arten in verschiedenen Tiefen verschwinden. So ist hier keine scharfe Grenze zu ziehen; 640 m gehört aber gewiß noch zum Bartonien. Die Fauna von 590 bis 640 ist die folgende (**17**).

Avicula sp.
„ *papyracea* Sow.
Pecten corneus Sow.
Leda sp.
Cardita sp.
„ *crebrisulcata* Edw.
Crassatella ex aff. *bronni* Merian.
Astarte sp.
Astarte cfr. *corbuloides* Edw.
Cassidaria sp.
Voluta sp.
„ *ambigua* Sol.
Pleurotoma pl. sp. indet.
Meretrix sp.
Tellina filosa Sow.
Corbula sp.
Corbula pisum Sow.
Dentalium sp.
Natica sp.
„ *brongniarti* Desh.
Turritella granulosa Desh.
Rimella rimosa Sow.
Pleurotoma selysii
„ cfr. *ligata*
Volvaria acutiuscula

Aus tieferen Schichten sind noch *Avicula papyracea* Sow. var. [ausser konzentrischen Rippen auch radiale Rippen vorhanden, oft letztere überwiegend] und *Pecten squamula* Lk. bemerkenswert.

Es ist sehr auffallend, wie die ganze Fauna der des miozänen Schliers ähnelt. Einerseits sind dieselben Schnecken- und Muscheltypen vorhanden, die den Schlier charakterisieren, andererseits fehlen alle im Schlier nicht vorhandenen Faunenelemente, hauptsächlich die großen, dickschaligen Mollusken. Von den Schlierformen fehlen im Wöhrdener Eozän nur die Echinoideen. Unter den Foraminiferen sind ebenfalls die Globigerinen, Nodosarien, Cristellarien vorhanden, die auch im Schlier am verbreitetsten sind. Stellen wir die eine ähnliche Rolle spielenden Arten des Schliers und unserer Bildung gegenüber:

Schlier:	Das Eozän von Wöhrden:
Pecten corneus var. *denudata*	*Pecten corneus*
„ *duodecimlamellatus*	„ *squamula*
Leda fragilis	*Leda* sp.
Astarte neumayri	*Astarte* sp.
Meretrix islandicoides	*Meretrix* sp.
Tellina ottnangensis	*Tellina filosa*
Corbula gibba	*Corbula pisum*
Dentalium	*Dentalium*
Buccinum ex aff. *restitutianum*	*Rimella rimosa*
Pleurotoma pl. sp.	*Pleurotoma* pl. sp.

So fehlt im Schlier nur die der *Cardita crebrisulcata* der wahrscheinlichen biologischen Rolle nach entsprechende Form; die Aviculen als dünnschalige flache Monomyarier können mit den Amussien zusammengestellt werden. Die Fazies betreffend ist also die Schichtenreihe 590—700 m dem faunistischen Charakter nach, aber das ganze Eozän der Gesteinsart nach dem miozänen Schlier ähnlich und so muß es wie der Schlier in die tiefere Zone der bathyalen Region gehören.

II. DIE BRACKLESHAM-SCHICHTEN.

Die Bracklesham-Schichten des Beckens von Hampshire sind hauptsächlich sandig-tonige Ablagerungen kleiner und mittlerer Tiefen.

1. In den Horizonten IV. und VI. der von O. Fisher beschriebenen (1) Bracklesham-Schichten von der Whitecliff-Bay [Insel Wight] weisen, z. B. *Ostrea flabellula, Panopaea, Solen, Mytilus* auf ganz kleine Meeres-

tiefen hin, machen aber in den gemischten Faunen die Zugehörigkeit zur seichteren neritischen Zone nicht unbestreitbar. Auch in den Horizonten IX. und XI. sind grabende Muscheln in bedeutender Anzahl vorhanden und Tiefseeelemente spielen keine große Rolle. Die beiden können schon den Übergang zu der mittleren Zone der neritischen Region bilden. Im XI. ist *Sanguinolaria hollowaysi* sehr häufig; es kommen noch vor:

Turritella sulcifera	*Cytherea lucida*
Pecten corneus	*Solen obliquus*
Pectunculus pulvinatus	

Im IX. kommen die Fossilien häufig in Linsen vor:

Nummulites variolaria	*Arca* sp.
Murex minax	*Pectunculus pulvinatus*
Voluta nodosa	*Chama gigantea*
Turritella imbricataria	*Crassatella compressa*
„ *sulcifera*	*Cardita planicosta*
Natica labellata	*Tellina plagia*
Pecten 30-radiatus	*Corbula pisum*
Ostrea zonulata	*Sangauinolaria hollowaysi*
Nucula subtransversa	

2. Die Horizonte XIV. und XVII. derselben Lokalität (1) enthalten weniger seichte als tiefe Elemente, doch deutet in dem letzteren das massenhafte Auftreten der Nummuliten, in dem ersten aber *Pinna* und *Ditrupa* darauf hin, daß diese Schichten noch keine bathyalen Ablagerungen waren: so könnten sie wahrscheinlich der tieferen neritischen Zone entsprechen. Im dunklen sandigen Ton des Horizonts XIV. herrschen *Corbula pisum* und *Pecten corneus* vor. [beide sind Arten größerer Tiefen, s. die Ähnlichkeit mit den miozänen Tonen des Mecsek-Gebirges!]; die von O. Fisher angegebene Fauna ist die folgende:

Nummulina variolaria	*Cerithium tritropis*
Rostellaria sublucida	*Calyptraea trochiformis*
Murex asper	*Turritella imbricataria*
Fusus pyrus	„ *sulcata*
Strepsidura turgida	*Ditrupa plana*
Cassidarie nodosa	*Pecten corneus*
Pleurotoma plebeia	*Pinna margaritacea*
Voluta nodosa	*Nucula dixoni*
„ *selseinensis*	*Leda* sp.

Crassatella sp.	*Cytherea lucida*
Corbula pisum	*Cultellus* sp.
„ *costata*	

Die Fossilien des Horiz. XVII. sind aber:

Turbinolia sulcata.	*Mitra labratula*
Nummulites variolaria	„ *parva*
Quinqueloculina heuerina	*Turritella silcifera*
Alveolina subulosa	*Dentalium politum*
Rotalia obsura	„ *striatum*
Fusus longaevus	*Rissoa cochlearella*
„ *pyrus*	*Pecten corneus*
Cassidaria nodosa	*Cardium parile*
Pleurotoma inflexa	*Lucina* sp.
„ *plebeia*	*Cardita planicosta*
„ *scalarata*	*Crassatella* sp.
„ *fisheri*	*Corbula cuspidata*
Voluta nodosa	„ *pisum*

Bei Bracklesham Bay müssen die Bracklesham-Schichten alle Tiefen von den seichtesten bis zu den tiefsten neritischen Fazies vertreten. Doch lassen sich die Komponenten der gemischt gesammelten Faunen nicht separieren.

III. DER LONDONTON.

In der Faziesliteratur wird der Londonton oft als bathyale Ablagerung erwähnt und soll ein Beweis dafür sein, daß Landpflanzen auch in die Ablagerungen größerer Tiefen durch die einmündenden Flüsse eingeschleppt werden können. Wer aber den Londonton kennt, wird kaum bezweifeln, daß er keine einheitliche Fazies bildet. Eben die ufernahen seichteren neritischen Bildungen lassen sich darin am besten erkennen (wie z. B. *Ostrea*-, *Pinna*-Bänke usw.) und die typischen bathyalen Faunen am schwersten. Das Sammeln geschah auch hier ohne Berücksichtigung der Faziesverhältnisse und da der größte Teil der guten Aufschlüsse (Tunnel, Eisenbahneinschnitte, Brunnen) nicht mehr zugänglich ist, sind diese Versäumnisse schwer wieder gutzumachen.

1. Unter den verschiedenen Ausbildungen des Londonclays können die Bognor-Beds als die bezeichnendsten seichteren neritischen Sedimente betrachtet werden. Die Fossilien von Bognor sind nach J. Prestwich (**18**) und F. Dixon—T. Rupert Jones (**19**):

Chelone declivis Owen
Crocodilus spenceri Buckl.
Lamna subulata Ag.
Otodus obliquus Ag.
Nautilus imperialis Sow.
„ *regalis* Sow.
„ *centralis* Sow.
„ *sowerbyi* Weth.
Acteon simulatus Sow.
Ampullaria patula Lk.
„ *sigaretina* Lk.
Aporrhais sowerbyi Mont.
Cassidaria nodosa Sol.
„ *ambigua* Sol.
Fusus nodosus Sow.
„ *tuberosus* Sow.
Calyptraea trochiformis Sow.
Littorina sulcata Pilk.
Natica hantoniensis Sow.
„ *microstoma* Sow.
„ *labellata* Lk.
„ *patula* Desh.
„ *epiglottina* Lk.
„ *pachycheila* Sow.
Pleurotoma prisca Sol. (?)
Pseudoliva semicostata
Pyrula smithii Sow.
Solarium bistriatum Sow.
Turritella scalarioides Sow.
„ *conoidea* Sow.
Voluta denudata Sow.
Anomia tenuistriata Desh.
Cardita brongniarti Mant.
Cardita quadrata Sow.
Cardium semigranulatum Sow.
Protocardium edwardsi Desh.
Corbula globosa Sow.
Pultellus affinis Sow.
Cyprina planata Sow.
„ *morrisi* Sow.
„ *nana* Sow.
Cytherea obliqua Desh.
„ *suberycinoides* Desh.
Modiola hastata Wood.
„ *simplex* Sow.
Ostrea tabulata Sow.
„ *elephantopus* Sow.
„ *cariosa* Desh.
Panopaea intermedia Sow.
„ *puella* Sow.
„ *corrugata* Sow.
Pectunculus decussatus Sow.
„ *brevirostris* Sow.
Pinna margaritacea Sow.
„ *affinis* Sow.
Pholas pechellii Sow.
Pholadomya virgulosa Sow.
„ *dixonii* Sow.
„ *margaritacea* Sow.
Teredina personata Desh.
Teredo antenautae Sow.
Thracia oblata Sow.
Lingula tenuis Sow.
Ditrupa plana Sow.
Serpula flagelliformis Sow.
Vermicularia bognoriensis Mant.

Es gibt also hier große, dickschalige Mollusken [*Ostrea, Pinna, Pectunculus, Pyrula smithii, Cassidaria nodosa, Aporrhais sowerbyi!*], Bohrmuscheln [*Pholas, Teredo*], zahlreiche grabende Muscheln [*Panopaea, Pholadomya* usw.], massenhaft auftretende Würmer: diese charakterisieren

alle die seichtere neritische Zone. Nur die Nautilen sind in dieser Fauna fremdartig, können aber als nicht bodenständige Elemente nicht gegen das aus den übrigen Fossilien gewonnene Ergebnis angeführt werden.

Im Natural History Museum (London) ist ein Block von Bognorer Gestein ausgestellt, das beinahe aussließlich aus

Pectunculus brevirostris
Vermetus bognoriensis
Natica hantoniensis
Pyrula smithii
Voluta denudata
Modiola elegans
Cardita brogniarti

gebildet ist. Die massenhaft auftretenden großen, dickschaligen Muscheln beweisen die Flachseenatur dieser Bildung.

Im Londonclay von Whitecliff Bay (**20**) befindet sich eine 6 Zoll dicke mit *Ditrupa*-Schalen gefüllte Schicht. Meines Wissens sind darin von andern Fossilien nur einzelne unbedeutende Reste zu finden. In der darüber lagernden sandigen Septarienschicht ist aber *Ditrupa* noch immer sehr häufig und daneben kommen die Seichtwassertiere wie *Ostrea, Pectunculus brevirostris, Cardium plumsteadiense (?), Pyrula tricosata* vor: so scheint auch diese Ablagerung, wie die ähnlichen miozänen Scaphopodensedimente des Cserhát-Gebirges in die seichtere oder mittlere neritische Zone zu gehören.

Das gewönliche «Basement-Bed«, der untere Teil des Londontones, wird im algemeinen durch Flachseefossilien charakterisiert (große Ostreen, *Modiola*, Bohrmuscheln, *Pyrula tricostata* usw.) und entbehrt die Tiefseearten: so ist es in die seichtere neritische Zone einzuteilen. Bei J. PRESTWICH finden wir mehrere Basement-Bed Faunen, so von Clarendon Hill:

Buccinum sp.
Buccinum ambiguum DESH. ?
Cancellaria laeviuscula DESH.
Cardium sp.
„ *nitens*
Corbula longirostris DESH.
Cytherea obliqua DESH.
„ *ovalis* SPW.
„ *laevigata* LK.
Ditrupa plana SOW.
Fusus sp.
Fusus tuberosus SOW.
Natica glaucinoides SOW.
„ *hantoniensis* PILK.
Nucula sp.
Ostrea (große Form)
Pectunculus brevirostris SOW.
„ *plumstiadiensis* SOW.
Pyrula tricostata DESH.
Pleurotoma comma SOW.
Rostellaria sowerbyi MANT.
Tellina sp.

Ähnlich ist die Fauna von Chinham; davon sind *Cassidaria striata* Sow. und *Modiola elegans* Sow. bei Clarendon Hill nicht vorhanden. Bei Maryland Point (neben Stratford) kommen außer den Arten von Clarendon Hill auch

Calyptria trochiformis Lk.	*Ostrea bellovacina* Lk.
Melania inquinata Defr.	*Lithodomus* sp. ?

vor; H. B. Woodward (22) beschrieb die Fossilien von Beckton (südöstlich von East Ham):

Actaeon sp.	*Meretrix orbicularis* Morr.
Aporrhais sowerbyi Mant.	*Glycimeris rutupiensis* Morr.
Fusus sp.	*Ostrea bellovacina* Lk.
Natica hantoniensis Pilk.	*Panopaea intermedia* Sow.
Pyrula smithi Sow.	*Pectunculus terebratularis* Lk.
Meretrix incrassata Sow.	*Protocardia semigranulata* Sow.

Selbst im Londonclay s. str. zeigen hauptsächlich die großen Ostreen, massenhaft auftretende *Pinna* und Bohrmuscheln das Vorhandensein der seichteren neritischen Zone. Z. B. kann das Vorkommnis von Clarendon Hill (21) erwähnt werden, wo im Londonclay s. str. *Ostrea*, *Pinna*, *Panopaea* vorherrschen. Bei Highgate (18414, 415)befinden sich nach J. Prestwich [in einer sehr gemischten Fauna] *Pinna*, *Panopaea intermedia*, *Solen*, *Teredo* und, wie es in der Sammlung der Geological Survey ausgestellt ist, *Modiola elegans* in Unmenge: diese sprechen für eine neritische Fazies.

2. Die mittleren und tieferen neritischen Fazies dieser Schichtengruppe lassen sich hauptsächlich nur in gemischten Faunen erkennen. Diesen Tiefen soll die von J. Prestwich beschriebene Lokalität von Primrose Hill (18) entsprechen:

Trionyx sp.	*Aporrhais sowerbyi* Mant.
Lamna elegans Ag.	*Buccinum junceum* Sow.
Otodus obliquus Ag.	*Bulla attenuata* Sow.
Nautilus centralis Sow.	*Cassidaria striata* Brand.
„ *regalis* Sow.	„ *nodosa* Sow.
„ *sowerbyi* Weth.	*Cancellaria laeviuscula*
„ *urbanus* Sow.	*Cerithium charlesworthii*
„ *zig-zag* Sow.	*Cypraea wetherellii* Edw.
Acteon simulatus Sow.	„ *oviformis* Sow.
„ *crenatus* Sow.	*Dentalium anceps* Sow.

Eulima subuluta Sow.
Fusus carinella Sow.
„ *curtus* Sow.
„ *bifasciatus* Sow.
„ *interruptus* Sow.
„ *coniferus* Sow.
„ *trilineatus* Sow.
„ *tuberosus* Sow.
Natica labellata Lk.
Murex cristatus Sow.
Phorus extensus Sow.
Nerita globosa Sow.
Pyrula smithii Sow.
„ *angulata* Edw.
„ *tricostata* Desh.
Pleurotoma acuminata
„ *plebeia* Sow.
Rostellaria lucida Sow.
„ *macroptera* Lk.
Solarium patulum Sow.
Sigaretus canaliculatus
Triton fasciatus Edw.
Trivia sp.
Turritella imbricataria Lk.
Typhis muricatus Sow.
Voluta elevata Sow.
„ *protensa* Sow.
„ *tricorona* Sow.
„ *wetherelli* Sow.
Anomia lineata Sow.
Arca impolita Sow.
Arca nitens Sow.
Avicula media Sow.
„ *arcuata* Sow.
Astarte rugata var.
Cardium plumsteadiense Sow.
Corbula globosa Sow.
Cryptodon arcuatus Sow.
„ *goodhallii* Sow.
Cyprina planata Sow.
Isocardia sulcata Sow.
Lucina sp.
Modiola elegans Sow.
Nucula amygdaloides Sow.
„ *minima* Sow.
„ *bowerbanki* Sow.
„ *wetherelli* Sow.
Neaera inflata Sow.
Ostrea sp.
Pecten duplicatus Sow.
Pinna affinis Sow.
Pholadomia margaritacea Sow.
Syndosmya splendens
Teredo antenautae Sow.
Terebratulina striatula
Ditrupa plana Sow.
Bryozoen
Serpula prismatica Sow.
„ *trilineata* Sow.
Vermicularia bognoriensis Mant.
Pentacrinus oakshottianus Forb.
„ *subbasaltiformis* Mill.

Die Bryozoen, Brachiopoden, Vermes, Crinoideen und Scaphopoden scheinen hier eine derartige mittlere neritische Fazies zu vertreten, wie die miozäne Bryozoenfazies im Cserhát-Gebirge. Außerdem sind auch noch andere Flachseeformen in dieser Fauna vorhanden *(Pinna, Modiola, Teredo* usw.). Ein Teil der reichen Schneckenfauna aber ist schon denen

der Pleurotomeentone gemeinsam; so sind hier die mittleren und größeren Tiefen der neritischen Fazies zu vermuten.

Am schwersten lassen sich die eigentlichen bathyalen Fazies des Londontons aus den gemischten Faunen herauskriegen. Die Lebensgemeinschaft der »Pleurotomeentone« ist darin leicht zu erkennen, es ist aber sehr fraglich, ob sie überhaupt eine reine, bathyale Entwicklung hat, oder immer von einer nicht eben unbedeutenden Anzahl Flachseearten begleitet ist und so nur den tieferen neritischen Tiefen entsprechen kann. So z. B. die Fauna von Highgate (18), der aber, wie bereits erwähnt, viele seichtere neritische Formen mindestens in gewissen Horizonten beigemengt sind. In eine tiefe, wahrscheinlich bathyale Fazies sollen hier z. B. gehören:

Pecten corneus	*Volvaria*
Avicula papyracea	*Solarium patulum*
Nucula	*Solarium canaliculatum*
Neaera inflata	

und die zahlreichen Pleurotomeen

P. acuminata Sow.	*P. semicolon* Sow.
„ *colon* Sow.	„ *plebeia* Sow.
„ *comma* Sow.	„ *rostrata* Sow.
„ *fusiformis* Sow.	„ *volgeri* Phil.
„ *waterkeynii* Nyst	

An mehreren Fundstätten gibt es ähnliche Elemente, sie bilden aber nicht ausschließlich die Fauna; diese teile ich also nur mit Vorbehalt in die seichtere bathyale Zone ein.

Am reinsten ist noch die Fauna von Haverstock Hill (18), doch sehr arm; ihre Einzelkorallen und Tiefseeforaminiferen sind aber die Formen der bathyalen Fazies:

Hemiaster branderianus Forb.	*Marginulina wetherelli* Jones
Leptocyathus elegans M. E.	*Nodosaria bacillum* Defr.
Stephanophyllia discoides M. E.	„ *rustica* Jones
Turbinolia prestwichii M. E.	*Quinqueloculina* sp.
Websteria crinoides M. E.	*Robulina* sp.
Cristellaria sp.	*Spirillina* sp.
Dentalina adolfina d'Orb.	*Textularia carinata* d'Orb.
„ *consobrina* d'Orb.	*Triloculina* sp.
„ *pauperata* d'Orb.	

IV. WOOLWICH-SCHICHTEN.

Die marinen Ausbildungen dieser Schichtengruppe, die auch Brack- und Süßwasserablagerungen enthält, sind ohne Ausnahme seichtere neritische Bildungen. Die Faunen sind überall gleichförmig: Bohrmuscheln, grosse Ostreen, grabende Muscheln, Cyrenen, sich auch dem Brackwasser anpassende Schnecken sind darin charakteristisch. Mit den ebenfalls der seichteren neritischen Teifenzone angehörigen Bognor-Schichten haben sie mehrere Arten gemeinsam; alle Tiefseeformen fehlen.

Die Fauna der Woolwich-Schichten von Sunridge Park ist nach J. Prestwich (23):

Cerithium variabile Desh.
Fusus latus Sow.
Hydrobia parkinsoni Morr.
Melanopsis buccinoides Fér.
Melania inquinata Desh.
Natica glaucinoides Sow.
Neritina globulus Defr.
Patella sp.
Planorbis hemistoa Sow.
Corbula regulbiensis Morr.
Cyrena cuneiformis Fér.
„ *deperdita* Sow.
Cyrena tellinata Desh.
„ *cordata* Morr.
„ *intermedia* Mell.
Glycimeris sp.
Modiola dorsata Morr.
Ostrea tenera Sow.
„ *bellovacina* Desh.
Pectunculus terebratularis Desh.
Pholas sp.
Serpula sp.

Charakteristische Mollusken dieser Schichten sind noch:

Cucullaea crassatina Lk.
Glycimeris rutupiensis Morr.
Teredina personata Desh.
Pholas affinis
Perna croydonensis

V. THANET-SCHICHTEN.

Die ältesten Tertiärschichten des Londoner Beckens haben dieselbe Fazies, wie die Woolwich-Schichten. Die sog. Thanet-Sands enthalten gleichfalls eine hauptsächlich aus großen, dickschaligen Mollusken, Bohrmuscheln und grabenden Muscheln zusammengesetzte Fauna, die sich überall gleich bleibt. So sollen alle Vorkommnisse in die seichtere Zone der neritischen Region eingeteilt werden.

Die Fossilien des Thanet-Sandes von Richborough (1), Pegwell Bay (2) und The Reculvers (3) sind nach J. Prestwich (24):

	1.	2.	3.
Ampullaria supdepressa Morr.	+	+	+
Calyptraea trochiformis Lk.		+	
Dentalium nitens Sow.	+	+	+
Fusus sp.		+	+
Scalaria bowerbanki Morr.			+
Scalaria sp.	+		
Trophon subnodosum Morr.			+
Arca sp.	+		
Astarte tenera Morr.	+		+
Cardium sp.		+	
Corbula globosa Sow.	+	+	+
„ *longirostris* Desh.	+	+	+
Cyprina morrisi Sow.	+	+	+
„ sp.	+	+	+
Cytherea orbicularis Morr.		+	+
„ sp.	+	+	+
Cucullaea crassatina Lk.	+	+	+
Glycimeris rutupiensis Morr.			+
Leda substriata Morr.	+	+	
Lucina sp.		+	
Modiola sp.		+	+
Nucula bowerbanki Sow.	+	+	
„ *fragilis* Desh.		+	+
„ *margaritacea* Lk.		+	+
Ostrea (bellovacina ?)	+	+	
Panopaea granulata Mor.		+	+
Pecten prestwichi Morr.	+		+
Pholadomya cuneata Sow.		+	
„ *konincki* Nyst	+	+	+
Pinna sp.	+	+	
Sanguinolaria edwardsi Morr.		+	+
Saxicava compressa Edw.		+	
Thracia oblata Sow.	+	+	+

Die ältesten Tertiärschichten (Montien) sind in England nicht vertreten. Bei Mons in Belgien sind in jener Stufe wahrscheinlich nur die seichteren und mittleren neritischen Fazies vorhanden (s. S. 250, [178].)

LITERATUR.

1. O. Fisher: On the Bracklesham Beds of the Isle of Wight Basin. Quarterly Journal of the Geological Society, vol. 18., 1862.

2. Th. Fuchs: Über die locale Anhäufung kleiner Organismen und insbesondere über die Fauna von St. Cassian. Verhandlungen d. k. k. geolog. Reichsanstalt, 1871.

3. C. Evans: On a Well Section at Finchley. Proceed. Geologists Assoc., vol. 3., 1872—73.

4. Starkie-Gardner: On the British Eocenes and their Distribution. Proceedings of the Geologists Assoc., vol. 6., 1879.

5. A. Rutot: Les phénomènes de la sédimentation marine étudiés dans leurs rapports avec la stratigraphie régionale. Bull. Mus. Roy. Hist. Nat. de Belgique, tome 2., 1883.

6. J. Starkie-Gardner, H. Keeping et H.W. Monckton: The Upper Eocene, comprising the Barton and Upper Bagshot Formations, Quarterly Journal of the Geological Society, vol. 44., 1888.

7. Th. Fuchs: Über ein neues Analogon der Fauna des Badener Tegels. Verhandlungen d. k. k. geolog. Reichsanstalt, 1905.

8. A. Jukes-Browne: The Building of the British Isles. 3rd. edition, 1911.

9. W, Deecke: Faziesstudien über europäische Sedimente. Berichte d. Naturforsch, Gesellsch. Freiburg i. Br., Bd. 20., 1913—14.

10, K. Andrée: Das Meer und seine geologische Tätigkeit in W. Salomon: Grundzüge der Geologie, I. 2. Stuttgart, 1925.

11. C. Diener: Grundzüge der Biostratigraphie. Leipzig u. Wien, 1925.

12. T. Wright: A Stratigraphical Account of the Section of Hordwell, Beacon and Barton Cliffs, on the Coast of Hampshire. Proceedings of the Cotteswold Naturalists Field Club, vol. 1., 1853.

13. J. Prestvich: On the Position and General Charakters of the Strata exhibited in the Coast Section from Christchurch Harbour to Poole Harbour. Quarterly Journal of the Geological Society, vol. 5., 1849.

14. H. W. Bristow, C. Reid et A. Strahan: The Geology of the Isle of Wight. Mem. Geol. Surv, of England and Wales, 1889.

15. C. Gagel: Über eocäne Ablagerungen in Holstein. Jahrbuch d. Preuss, Geolog. Landesanstalt, Bd. 27., 1906.

16. C. Gagel: Über Spuren des ältesten Tertiärs in der Mark und über die Stratigraphie des ältesten Tertiärs. Zeitschrift d. Deutschen Geolog. Gesellschaft, Bd. 73., 1922.

17. L. Strausz: Das Eocän von Wöhrden. Jahrbuch d. Preuss. Geolog. Landesanstalt, 1927.

18. J. Prestwich: On the Thickness of the London Clay; on the Relative Position of the Fossiliferous Beds of Sheppey, Highgate, Harwich, Newham, Bognor etc; and on the Probable Occurence of the Bagshot Sands in the Isle of Sheppey. Quarterly Journal of the Geological Society, vol. 10., 1854.

19. F. Dixon et T. Rupert-Jones: The Geology of Sussex. Brighton, 1878.

20. J. Prestwich: On the Probable Age of the London Clay and its Relations to

the Hampshire and Paris Tertiary Systems. Quarterly Journal of the Geological Society, vol. 3., 1847.

21. J. Prestwich: On the Structure of the Strata between the London Clay and the Chalk in the London and Hapshire Tertiary Systems. Part I. Quarterly Journal of the Geological Society, vol. 6., 1850.

22. H. B. Woodward: The Geology of the London District. Mem. Geol. Surv. England and Wales, 1909.

23—24. J. Prestwich: On the Structure of the Strata between the London Clay and the Chalk in the London and Hampshire Tertiary Systems. Part II—III. Quarterly Journal of the Geological Society, vol. 8., 10., 1852, 1854.

INHALTSVERZEICHNIS.

ALLGEMEINER TEIL.

SPEZIELLER TEIL

Kainozoikum.


POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

3.

DIE GEOTHERMISCHEN GRADIENTEN DES ALFÖLD.

VON

DR. JOSEF v. SÜMEGHY



A M. KIR. FÖLDTANI INTÉZET ÉVKÖNYVE, XXVIII. K., 3. FÜZET.

1929. V. 20.



A dolgozat tartalmáért és nyelvezetéért a szerző,
a szerkesztésért MAROS IMRE és FERENCZI ISTVÁN felelős.

VORWORT.

Der Titel deckt nicht vollständig den Inhalt meines Aufsatzes, da in demselben nicht von den geothermischen Gradienten des ganzen Alföld (= Grosse Ungarische Tiefebene), sondern bloss von jenen der nicht besetzten Teile desselben die Rede sein kann.

Es fehlen daraus die auf die geothermischen Gradienten der nördlichen Bucht, des östlichen Saumes und der kroatisch-slavonischen Teile des Alföld, sowie auf das Banat und die Bácska bezughabenden Angaben, ein Umstand, der auch schon deshalb bedauerlich ist, da gerade die Bácska, besonders aber das Banat jene Teile des Alföld sind, wo der Untergrund durch die meisten Tiefbohrungen aufgeschlossen wurde.

I.
DIE BERECHNUNG DER TIEFENSTUFE.

Die geothermischen Gradienten des Alföld berechnete ich aus der Wassertemperatur der gebohrten Brunnen. Es gibt keine zweite geologische Einheit auf Erden, wo die tieferen Schichten durch so zahlreiche Tiefbohrungen so dicht, beinahe Meter für Meter aufgeschlossen wären, wie am Alföld. Dieser Umstand prädestiniert es gleichsam für das Studium seiner geothermischen Gradienten. Die Zahl der artesischen Tiefbohrungen beläuft sich am Alföld bereits auf mehrere tausende und mehrere davon sind nahezu oder sogar über 1000 m tief.

Trotzdem finden wir erst in neueren Zeiten vereinzelte Angaben bezüglich der geothermischen Tiefenstufen des Alföld u. zw. im Zusammenhange mit der Beschreibung einiger artesischer Brunnen (1). Der Grund hiervon liegt nicht allein darin, dass wir uns mit dem Alföld — von geologischem Gesichtspunkt — erst seit der Verstümmelung unseres Landes zu befassen beginnen, sondern auch in der weiten Verbreitung der alten Auffassung, wonach die aus der Temperatur des herausfliessenden Wassers gewonnenen Tiefenstufen unsicher wären.

Trotzdem gebrauchte ich zur Feststellung der Alfölder geothermischen Gradienten das überfliessende Wasser der artesischen und gebohrten Brunnen, da die Richtigkeit dieser Methode durch meine älteren und neueren Untersuchungen in vollem Masse gerechtfertigt wurde.

Im Zeitraum zwischen dem 5. Juli und dem 15. September 1928 bereiste ich das Alföld, um Daten zu sammeln und diese Jahreszeit war auch schon deshalb die entsprechendste, weil nahezu während der ganzen Zeit meiner Untersuchungen am Alföld die gleiche Temperatur von 25—30° C herrschte, so, dass die Temperatur des ausfliessenden Wassers der artesischen Brunnen keinen erheblicheren Schwankungen unterworfen war.

Soweit es die Umstände zuliessen, teilte ich das Alföld — möglichst gleichmässig — auf 227 Beobachtungsstationen auf, um eine dichte und gleichmässige Verteilung der gewonnenen geothermischen Gradienten zu sichern. Bei der Lösung meiner Aufgabe verwertete ich insgesamt 540 artesische, respektive gebohrte Brunnen, bei deren Auswahl mich die Absicht leitete, den Bau des Alföld von oben bis zu den bisher bekannten grössten Tiefen hinab möglichst in Stufen von 10—20 m kennen zu lernen, respektive die Wässer des Untergrundes für meine Messungen aus Intervallen von 10—20 m an die Oberfläche heraufzubekommen.

Wer sich jemals von irgend einem — gleichgültig welchem — Gesichtspunkt mit den artesischen Brunnen des Alföld befasste, weiss es sehr wohl, dass die schwierigste Aufgabe gerade im Auswählen artesischer Brunnen mit verlässlichen Angaben der Tiefe besteht.

Die hydrologische Abteilung der Kgl. Ung. Geologischen Anstalt sammelt zwar schon seit 1890 und systematischer seit 1903 (2) die auf die artesischen Brunnen des Alföld bezüglichen geologischen Daten und seit dem Erscheinen des Erlasses No. 1200 vom Jahre 1914 des Kgl. Ung. Ackerbauministers über die Ergänzung des Artikels No. XXIII 1885 erhalten wir sogar häufig, nahezu über jeden amtlich angemeldeten artesischen Brunnen statistische Angaben bezüglich der Tiefe und vereinzelt auch über die Temperatur des Wassers, doch sind die von amtswegen eingelieferten Daten in sehr vielen Fällen unzuverlässig. Dieser Übelstand ist der Hauptgrund dafür, dass die aus der Temperatur des ausfliessenden Wassers berechneten geothermischen Gradienten des Alföld als unsicher betrachtet werden, da ja die genaue Tiefe der zu diesem Zweck herangezogenen Brunnen, respektive der das Wasser liefernden Schichten meist kaum zu ermitteln ist. Tatsächlich sind die der Geologischen Anstalt ex offo eingelieferten Angaben über die artesischen Brunnen des Alföld nicht dazu geeignet, um bei der Feststellung der geothermischen Gradienten als Ausgangspunkt verwertet zu werden.

Die Direktion der Kgl. Ung. Staatsbahnen und die Ingenieurämter der einzelnen Sektionen führen aber — jede für sich — genaue und verlässliche Ausweise über die an ihren Linien hergestellten artesischen und gebohrten Brunnen, diese habe ich in erster Reihe, jene der Städte und Gemeinden aber nur in zweiter Linie in Betracht gezogen.

Bei der Bestimmung der geothermischen Gradienten ist bekanntlich die Kenntnis der genauen Tiefe der zu untersuchenden Tiefbohrung ein elementares Erfordernis. Deshalb habe ich die Tiefe aller jener zur Untersuchung herangezogenen artesischen Brunnen, bei denen mir diese nicht genau bekannt war, oder nach der Temperatur des ausfliessenden Wassers beurteilt, zweifelhaft erschien, selbst gemessen. Dies geschah vermittels der zum Hinablassen des Tiefenthermometers dienenden Schnur. Meine behufs Feststellung der geothermischen Gradienten gesammelten Tiefen- und sonstigen Angaben können demnach als zuverlässig betrachtet werden.

Zur Beobachtung habe ich, soweit dies möglich war, nur solche Tiefbohrungen ausgewählt, die ihr Wasser aus einer einzigen u. zw. der tiefsten Schichte erhalten, von den durch mehrere Schichten gespeisten Brunnen aber nur jene, bei denen ich die genaue Tiefe der angezapften Schichten erfahren konnte und von beiden Kategorien nur jene, aus denen das aufsteigende artesische Wasser seit einer langen Reihe von Jahren frei herausfliesst. Eine Ausnahme bildeten selbstredend die negativen Brunnen, deren Wasser ich aber vor der Messung mindestens eine Stunde hindurch pumpen liess.

Die aus der Temperatur des herausfliessenden Wassers berechneten geothermischen Gradienten sind nach einzelnen Forschern auch dann unverlässlich, wenn die Tiefe des Ursprunges bekannt ist, weil — ihrer Ansicht nach — die Temperatur des Wassers nicht mit der wirklichen Temperatur der Schichte übereinstimmt, aus der es herstammt, da das Wasser während seines Aufsteigens im Rohr abgekühlt wird, wodurch der so gewonnene geothermische Gradient grösser ausfällt, als er in Wirklichkeit ist (3). In dieser Weise können sich Abweichungen von 8—10 m zwischen den aus der Wassertemperatur berechneten und den wirklichen Gradienten der artesischen Brunnen des Alföld ergeben.

Zur Klärung dieses Problems habe ich an mehreren Stellen des Alföld, an verschiedenen artesischen Brunnen, deren Tiefe im vorhinein genau festgestellt wurde, mit dem bekannten Negretti & Zambra-schen Tiefenthermometer Messungen vorgenommen, um zu erfahren, in welchem Masse sich das Wasser während seines Aufsteigens im Rohr abkühlt? Die Resultate meiner diesbezüglichen Untersuchungen führe ich in der nachstehenden Tabelle I. vor:

Ort der Bohrung	Gasse, Platz etc.	Tiefe	Tiefe d. wasserführenden Schichte	Tiefe d. unmittelb. Messung.	Unmittelb. gemessene Temperatur	Temperatur d. ausfliessend. Wassers
		m	m	m	C⁰	C⁰
Hatvan	Eisenbahnstation	238·3	198—235	200	23·6	23
"	"	238·3	198—235	230	23·7	23
Tiszafüred	Marktplatz	66	66	65	14·3	14
Püspökladány	Bürgerschule	482	476—482	480	27·9	26·5
Debrecen	Städtisches Wasserwerk	135·7	134·4—135·7	135	16·8	16·5
Hosszúpályi	Grosse Gasse	254	221—241	225	19·4	19
Derecske	Szőke-Brunnen	259	258—259	225	25·9	24·5
Körösladány	Rudolf-Gasse	420	416—420	415	30·8	29·8
Békés	Asztalos-Gasse	733·8	728—733·8	730	41	38·5
Mezőberény	Kalvin-Platz	470	467—470	465	31·6	29·5
Mezőhegyes	Hauptplatz	473	451—471	450	36·7	35·5
Szeged	Tisza Lajos-Ring	953	944—949	949	53	49·3
" Alsótanya	Kirche	206	202—206	205	20·1	19·8
Székesfehérvár	Blaufärberei	250·5	194·4	194	18·3	16·5
Bátaszék	Teresianum	112	110—112	110	19·4	19·2
Gara	Eisenbahnstation	65·4	58·6—65·4	60	13·7	14

Die Bodentemperatur des 950 m tiefen artesischen Brunnens von Szeged wurde nach der Beendigung der Bohrung im September 1927 vom technischen Rat KARL BUÓCZ, dem Schöpfer dieses Brunnens und vom Assistenten an der Universität Dr. STEFAN MIHÁLTZ mittels eines gewöhnlichen Maximal-Thermometers gemessen, das in ein Gasrohr eingeklemmt wurde, doch konnte sich auch in das so gewonnene Resultat kein grösserer Fehler einschleichen.

Die obigen Messungsresultate zeigen deutlich, dass das Wasser der untersuchten artesischen Brunnen während seines Aufsteigens im Rohr auch beim tiefsten, dem 950 m tiefen Brunnen von Szeged bloss eine Temperaturabnahme von 3·7⁰C erleidet.

Die weniger als 100 m tiefen untersuchten Brunnen sind negativ, sie geben das Wasser nicht herauf, werden bloss nach Bedarf gepumpt und zeigen z. T. eben deshalb den verhältnismässig grössten Unterschied zwi-

schen den Temperaturen des am Boden des Brunnens befindlichen und des herausgepumpten Wassers.

Das Wasser des 950 m tiefen artesischen Brunnens von Szeged gelangt in ungefähr 20—22 Minuten vom Boden an die Oberfläche herauf, jenes der 400—500 m tiefen artesischen Brunnen in 10—20 Minuten und diese Tatsache spricht gleichfalls dafür, dass die Abkühlung des aufsteigenden artesischen Wassers im Rohre kein beträchtlicheres Mass erreichen kann.

Das Rohr übernimmt übrigens die im allgemeinen höhere und ziemlich beständige Temperatur des lange Jahre hindurch heraufsteigenden Wassers und wird überdies auch von aussen durch die in den sandigen Schichten des Untergrundes zirkulierenden, nicht angezapften Wässer nicht unerheblich erwärmt, wonach also die Annahme nicht zu Recht bestehen kann, dass das Wasser der artesischen Brunnen während seines Aufsteigens im Rohr eine so beträchtliche Abkühlung erleiden würde, dass hierdurch zwischen den aus der Temperatur des Wassers berechneten und den tatsächlichen geothermischen Gradienten erheblichere Unterschiede zustande kommen könnten. Zur Ausschaltung dieser Unterschiede genügen Korrektionen von höchstens 2—3 m bei den tieferen Brunnen, bei den meisten ist aber der Fehler noch geringer.

Die bei der Bestimmung der geothermischen Gradienten in Betracht kommenden Daten der jährlichen Durchschnittstemperatur habe ich aus dem Werk RÓNA's übernommen (4) u. zw. die folgenden:

Bácsalmás 10·6, Budapest 9·6, Debrecen 9·2, Eger 9·3, Jászberény 9·8, Kecskemét 9·7, Nyék 9·7, Németboly 9·8, Nyíregyháza 9·2, Pilisjenő 9·9, Pusztaszentetornya 9·9, Szálka 9·6, Szeged 9·6, Túrkeve 9·6, Vásárosnamény 9·1°C jährliche Durchschnittstemperatur.

Obzwar jener Teil des Alföld, dessen geothermische Gradienten ich bestimmte, abgesehen von einigen nördlicher gelegenen, in die 9°-Zone fallenden Beobachtungsstationen (Eger, Nyíregyháza, Vásárosnamény) nahezu in seiner ganzen Ausdehnung in die sich der Richtung der Parallelkreise anpassende 10°-ige Isothermenzone Ungarns fällt, habe ich dennoch — die grösste erreichbare Verlässlichkeit anstrebend — die oben angeführten Angaben als Basis meiner Berechnungen verwertet, trotzdem der Einheitlichkeit halber vielleicht eher der Gebrauch der 10°-igen Durschschnittstemperatur angezeigt gewesen wäre.

Die neutrale Zone habe ich überall mit 20 m angenommen, da diese Tiefe nach den bisherigen Erfahrungen — von ganz unwesentlichen

Schwankungen abgesehen — als für das ganze Alföld gültig angesehen werden kann.

Nach alldem habe ich die geothermischen Gradienten des tieferen Untergrundes nach der bekannten Formel berechnet, indem ich die 20 m-ige neutrale Zone von der Tiefe der Bohrungen subtrachierte und das Resultat durch die Differenz der Wassertemperatur und der jährlichen Durchschnittstemperatur dividierte.

II.

AUFZÄHLUNG DER UNTERSUCHTEN TIEFBOHRUNGEN.

Bei der Auswahl der in der nachfolgenden Tabelle II angeführten untersuchten Tiefbohrungen verursachte nur das Gebiet zwischen der Donau und der Tisza, ferner das Nyírség grössere Schwierigkeiten. Zwischen der Donau und der Tisza sind nämlich innerhalb eines durch die Gemeinden Gyömrő — Cegléd — Nagykőrös — Alpár — Kiskunfélegyháza — Szank — Kiskunhalas — Bácsalmás — Baja — Kalocsa — Solt — Dömsöd begrenzten, grösseren Gebietes, sowie auf dem von einer über die Gemeinden Hajdúnánás — Balmazújváros — Hajdúszoboszló — Derecske — Monostorpályi in N—S-licher Richtung verlaufenden Linie östlich gelegenen Teile des Alföld bis Nagyecsed am östlichen Rande des Nyírséger Plateaus gegenwärtig — meines Wissens — aufsteigendes Wasser liefernde Brunnen nicht vorhanden.

Von den zur Speisung des städtischen Wasserwerkes von Nyíregyháza in einer Entfernung von 12 km gegen Norden, bei der Ortschaft Kotaj hergestellten, tief gebohrten Brunnen gab einer das Wasser angeblich bis auf 60 cm über die Oberfläche herauf, doch wurde sein Charakter nach kurzer Zeit negativ. Die 13 gebohrten Brunnen des städtischen Wasserwerkes von Debrecen sollen ursprünglich ebenfalls positiv gewesen sein, jedoch nur einige Jahre hindurch.

In diesen Gebieten konnte ich demnach für meine Berechnungen nur die Wassertemperaturen negativer Brunnen verwerten, doch habe ich — wie bereits erwähnt — das Wasser der negativen Brunnen vor der Untersuchung wenigstens eine Stunde hindurch pumpen lassen, um das Abkühlen des Wassers zu vermeiden.

In unserer Tabelle wurden ausser den geothermischen Gradienten auch die zur Bestimmung derselben erforderlichen Angaben aufgenommen, ferner die positiven und negativen Brunnen durch + und — unterschieden und schliesslich die grössere Gasmengen liefernden Bohrungen mit dem Buchstaben „g“ bezeichnet.

Bei der Berechnung der geothermischen Gradienten lieferten nur die durch mehrere wasserführende Schichten gespeisten Brunnen weniger verlässliche Resultate. Aus der Temperatur des Wassers dieser Brunnen lässt sich der Gradient für die grösste oder eine sonstige Tiefe nur annähernd berechnen, die in die Tabelle aufgenommenen Gradienten dieser Brunnen können demnach nur als approximative Werte im Betracht kommen. Andererseits konnte ich auch diese Kategorie der Brunnen nicht gänzlich vernachlässigen. Wo mir keine anderen zur Verfügung standen, musste ich diese heranziehen und sie lieferten zur allgemeinen Charakterisierung der geothermischen Tiefenstufen des Alföld immerhin wertvolle Daten.

Die untersuchten artesischen u. gebohrten Brunnen.

Ort der Bohrung	Gasse, Platz etc.	Tiefe	Tiefe der wasserführ. Schichte	Temperatur d. ausfliess. Wassers	Durchschnittl. Jahrestemp.	Geoth. Gradient	Posit. o. negat. Brunnen	Grössere Gasmengen
		m	m	⁰C	⁰C	m	+ –	g
Gyömrő	Ref. Kirchenplatz	105	103–105	16·8	9·6	12	+	
Nagykáta	Eisenbahnstation	279·4	276–279	23·3	9·7	18	+	
Jászberény	Hotel Lehel	245	240–245	21·5	9·8	19	+	
„	Marktplatz	251	248–251	21·5	9·8	19	+	
„	Szabadság-Platz	231	230–231	25·3	9·8	13?	+	
„	Fecske-Dampfmühle	236	232–236	21·5	9·8	18	+	
„	Vallus-Dampfmühle	224	222–224	21	9·8	18	+	
„	Vallus-Dampfmühle	224	100–110	19	9·8	9		
„	Erzbischöfl. Töchterschule	252	247–252	21·8	9·8	19	+	
„	I. Bezirk	257	254–257	22·8	9·8	18	+	
Hatvan	Eisenbahnstation	238·3	198–235	23·4	9·5	12	+	
„	Eisenbahnstation	60	60	15·2	9·5	5	–	
Vámosgyörk	Eisenbahnstation	153·2	150–153·2	18·8	9·5	14	+	
Jászkisér	Marktplatz	201	198–201	18·8	9·8	19	+	
Szolnok	Alter Marktplatz	432	428–432	29·2	9·6	20	+	
„	Kossuth-Platz	282	280–282	22·8	9·6	?0	+	
„	Städtisches Bad	956	872–887·8	53	9·6	19	+	g
Újszász	Eisenbahnstation	290·5	142–155 u. 290·5	24·4	9·6	18?	+	
Szajol	Eisenbahnstation	498·4	496·4–498	26·8	9.6	27	+	

Ort der Bohrung	Gasse, Platz etc.	Tiefe	Tiefe der wasserführ. Schichte	Temperatur d. ausfliess. Wassers	Durchschnittl. Jahrestemp.	Geoth. Gradient	Posit. o. negat. Brunnen	Grössere Gasmengen
		m	m	°C	°C	m	+—	g
Tápiógyörgye	Kossuth-Platz	380	372—380	32	9·8	15	+	g
Törökszentmiklós	Pánthy-Platz	415	410—415	25·5	9·6	24	+	
„	Kossuth-Gasse	415	410—415	25·5	9·6	24	+	
„	Jókai-Gasse	416·2	412—416·2	25·5	9·6	24	+	
„	Eisenbahnstation	93·90	93·9	15	9·6	14	+	
Kisújszállás	Marktplatz	311·3	278 u. 305	25·5	9·6	17?	+	
„	Eisenbahnstation	182·9	179·5—182·9	20·8	9·6	14	+	g
Heves	Millenium-Platz	333	328—333	23·2	9·5	22	+	g
Kunhegyes	Bürgerschule	325·5	324—325·5	22	9·5	24	+	
„	Marktplatz	468	327 u. 468	22	9·5	26?	+	
Kápolna	Tabakamt	242·6	231·6—242·6	20.2	9·4	19	+	
„	Dampfmühle	240	235—240	20	9·4	19	+	
Tiszafüred	Marktplatz	66	65—66	14	9·4	9	—	
„	Fehérló-Wirtshaus	85	83—85	15·1	9·4	11	—	
„	Wochenmarktplatz	48	48	12·7	9·4	8	—	
„	Bika-Gasthof	65	65	14	9·4	9	—	
„	Museum-Gasse	47	47	12·5	9·4	8	—	
Kunmadaras	Eisenbahnstation	95·87	83—93	15·2	9·6	11	—	
Karcag	Landwirtsch. Schule	315	240	21·5	9·6	19	+	g
„	Eisenbahnstation	101·9	100—101·9	16·5	9·6	11	—	
„	Hauptplatz	400·5	250—256 340—370 390—400	25·2	9·6	23?	+	g
Püspökladány	Marktplatz	210	188·7—200	20·8	9·4	16	+	
„	Ref. Kirchenplatz	220	170 u. 199·6	20·2	9·4	16?	+	g
„	Andrássy-Gasse	200	198—200	21·7	9·4	14	+	
„	Bem—Andrássy-Gasse	205	203—205	22·3	9·4	14	+	
„	Szent István-Gasse	200	200	21·5	9·4	14	+	
„	Dembinszky-Gasse	207	204—207	22·5	9·4	14	+	
„	Eisenbahnstation	150·4	150·4	21	9·4	11	+	g
„	„	277·4	275—277	24·5	9·4	16	+	g

Ort der Bohrung	Gasse, Platz etc.	Tiefe	Tiefe der wasserführ. Schichte	Temperatur d. ausfliess. Wassers	Durchschnittl. Jahrestemp.	Geoth. Gradient	Posit. o. negat. Brunnen	Grössere Gasmengen
		m	m	°C	°C	m	+—	g
Püspökladány	„	209·5	205—209	21·5	9·4	16	+	g
Debrecen	„	230	130 u. 193	19·2	9·2	16?	—	
„	„	110	103·2	17.4	9·2	8	—	
„	„	255	251—255	22·5	9·2	17	—	
„	Städtisches Wasserwerk	135·7	134·4—135·7	16·5	9·2	15	—	
„	„	136	135·9—136	16·5	9·2	15	—	
„	„	138·1	138·1—134	16·6	9·2	15	—	
„	„	130·6	127·8—130	16·3	9·2	15	—	
Eisenb. Linie Debrecen—Hajdúhadház	Bahnwächterhaus No.116	79	79	15	9·2	11	—	
Eisenb. Linie Debrecen—Püspökladány	Bahnwächterhaus No.107	96·8	96·8	17·9	9·2	9	—	
Bocskay-kert	Eisenbahnstation	68	68	15	9·2	9	—	
Balmazújváros	„	86·1	86	17·5	9·2	7	—	
„	„	67·5	67	15·9	9·2	7	—	
Nagyhortobágy	Bahnwächterhaus No. 10	160·2	160	19·2	9·2	14	+	
„	Eisenbahnstation	40	40	13·5	9·2	5	—	
Óhát-Pusztakocs	„	40	40	13·5	9·2	5	—	
„	„	70	70	14·9	9·2	8	—	g
Szentmargita-puszta	„	106	93—105	16·7	9·2	9	—	
Folyás	„	108·6	90—108	15·9	9·2	10	—	
Tiszapolgár	„	97·9	91—97·9	16·1	9·2	10	—	
„	Hauptplatz	84	83—84	15·5	9·2	10	—	
Tiszadada	Eisenbahnstation	71·5	68—71·5	14·5	9·2	9	—	
„	Marktplatz	70	68—70	14·5	9·2	9	—	
Tiszalök	Bezirksgericht	67	67	14·3	9·2	9	—	
„	Gemeindehaus	100	90—100	16·5	9·2	9	—	
Büdszentmihály	Eisenbahnstation	97·5	95—97	17·6	9·2	9	—	
„	Ferenc József-Platz	89	88—89	16·2	9·2	9	—	
„	Dobogó-Platz	103	101—103	14·8	9·2	14	—	
„	Bocskay-Gasse	113	110—113	16·8	9·2	12	—	
„	Kinizsi-Gasse	105	102—105	14·8	9·2	14	—	

Ort der Bohrung	Gasse, Platz etc.	Tiefe	Tiefe der wasserführ. Schichte	Temperatur d. ausfliess. Wassers	Durchschnittl. Jahrestemp.	Geoth. Gradient	Posit. o. negat. Brunnen	Grössere Gasmengen
		m	m	°C	°C	m	+–	g
Hajdúnánás	Bocskay-Strasse	181	179—181	19·5	9·2	15	+	
„	Dorogi-Strasse	201	200—201	20	9·2	16	+	
„	Bocskay-Strasse	47	47	13·5	9·2	6	—	
„	Kossuth-Gasse	247	242—247	23·2	9·2	16	+	
Hajdúhadház	Rákóczi-u. Földy-Gasse	45	45	13	9·2	6	—	
„	Hauptplatz	46	46	13·2	9·2	6	—	
Nyíregyháza	Luther-Kirchenplatz	91	37 u. 86	14·3	9·2	10?	—	
„	Eisenbahnstation	108	86 u. 108	15·1	9·2	13?	—	
„	„	115·3	89 u. 109	16·5	9·2	10?	—	
„	„	112·9	65·2—76·6 83·3—91·8	18	9·2	7?	—	
Rakamaz	Marktplatz	89	87—89	15·3	9·2	10	—	
Királytelek	Bahnwächterhaus No. 52	91·2	90—91	16·4	9·2	10	—	
Szerencs	Eisenbahnstation	134·5	130—134·5	16·8	9·1	14	+	
„	Zuckerfabrik	102	98—102	18	9·1	9	+	
Taktaszada	Disznós-tanya	82	80—82	15	9·1	10	+	
„	Jajhalom-puszta	240	237—240	21·6	9·1	18	+	
„	Harangod-puszta	182	179—182	20·2	9·1	14	+	
Prügy	Nagycseger-tanya	80	80	16	9·1	9	+	
Taktaharkány	Rónaháti tanya	150	143—150	19	9·1	12	+	
Vámospércs	Gendarmeriekaserne	85·6	83	13·6		14	—	
„	Nagy-Gasse		83	13·6		14	—	
Kemecse	„	69·2	68—69	14·3	9·2	9	—	
„	Röm. kath. Kirche	45	44—45	13·5	9·2	6	—	
„	vor der Ref. Schule	42	42	13·5	9·2	5	—	
Kisvárda	Eisenbahnstation	76·1	74—76	14	9·1	11	—	
Apagy	Hauptgasse	75	70—73	13·8	9·2	11	—	
Nyírbátor	Marktplatz	84	71	13·8	9·2	11	—	
„	Árpád-Gasse	73	71—73	13·4	9·2	11	—	
„	Szentvér-Gasse	90	87—90	13·2	9·2	16	—	

Ort der Bohrung	Gasse, Platz etc.	Tiefe	Tiefe der wasserführ. Schichte	Temperatur d. ausfliess. Wassers	Durchschnittl. Jahrestemp.	Geoth. Gradient	Posit. o. negat. Brunnen	Grössere Gasmengen
		m	m	°C	°C	m	+—	g
Mátészalka	Eisenbahnstation	149·8	70·1—76·8 112·7—120·6	17·4	9·1	8?	—	
„	Stadthaus-Platz	83	82—83	16·8	9·1	8	—	
„	Komitatshaus-Platz	80	80	16·8	9·1	7	—	
Csenger	Zentrale	72	72	14·2	9·2	10	—	
Fehérgyarmat	Marktplatz	45	45	13·5	9·1	5	—	
Gacsáj	Eisenbahnstation	43	41·5—43	13	9·1	5	—	
Nagyecsed	Kirchen-Platz	81	78—80	16·8	9·1	7	+	
Nyíradony	Röm. kath. Kirchenplatz	70	65—70	13	9·2	11	—	
„	Griech. kath. Kirchenplatz	58	58	12·5	9·2	11	—	
Nyírábrány	Röm. kath. Kirchenplatz	46	46	13·2	9·2	6	—	
„	Eisenbahnstation	33·2	29·7—32·2	13	9·2	3	—	
Hosszúpályi	Nagy-Gasse	254	221—241	19	9·2	20	+	g
„	NO-Ausgang d. Ortschaft	130	130 u. 63	15	9·2	13?	+	
Monostorpályi	Ref. Kirchenplatz	160	57—58	14·8	9·2	7	—	
„	Eisenbahnstation	42·6	42—42·6	13	9·2	5	—	
Nagyléta	bei der Sass-Mühle	120	118—120	15·2	9·2	16	—	
Derecske	Marktplatz	200	170—200	20·2	9·3	13	+	
„	Kabai-Strasse	172	170—172	22	9·3	11	+	
„	Eisenbahnstation	176	172—176	22·5	9·3	11	+	
„	Málé-Zeile	170	165—170	18·5	9·3	15	+	
„	Szőke-Brunnen	259	258—259	25	9·3	15	+	g
Pocsaj	Neben d. Kindergarten	386	372,342,325 302, 245, 380—386	28·5	9·3	18?	+	g
„	Dampfmühle	334·3	294—326	25·6	9·3	16	+	g
„	Árpád-Gasse	158	112—117	16·2	9·3	16?	+	
Esztár	Árpád-Platz	305·7	120—130	16·4	9·3	14	+	g
„	Hauptgasse	380	119—134 375—380	22	9·3	20?	+	g
Nádudvar	Artesisches Bad	260	258—260	22·8	9·3	17	+	g
„	Dampfmühle	78	78	15·2	9·3	9	—	

Ort der Bohrung	Gasse, Platz etc.	Tiefe	Tiefe der wasserführ. Schichte	Temperatur d. ausfliess. Wassers	Durchschnittl. Jahrestemp.	Geoth. Gradient	Posit. o. negat. Brunnen	Grössere Gasmengen
		m	m	°C	°C	m	+ —	g
Nádudvar	Virág-Gasse	222	218—222	20·8	9·3	17	+	g
Kaba	Eisenbahnstation	56	56	12·5	9·3	10	—	
„	„	117	106—107	15·6	9·3	14	—	
Sáp	„	208·4	206—208	20·4	9·3	16	+	g
„	Nagy-Gasse	172	171—172	21·8	9·3	12	+	g
„	Neue Reihe	218	212—218	22	9·3	15	+	g
Berettyóújfalu	Kossuth Lajos-Platz	280·6	273—279	26·8	9·3	14	+	g
„	Major-Gasse	285·5	233—236	23·4	9·3	16?	+	g
			280—258					
„	Petőfi-Gasse	254·4	252—254·4	29·6	9·3	11	+	
„	Wesselényi-Gasse	255	252—255	28·5	9·3	12	+	
„	Rákóczi-Brunnen	275	233—235	21	9·3	17	+	
			272—275					
„	Kaserne	293·9	289—293	28	9·3	14	+	g
„	Nyiry-Dampfmühle	302	298—302	29·3	9·3	14	+	g
„	Eisenbahnstation	338	287·7—299·8	30	9·3	15?	+	g
			338					
„	Besitz d. dr. FRÁTER	294	288—294	28	9·3	14	+	g
Nagyrábé	Zentrale	312	297—303	26·3	9·3	14	+	g
			253—257					
Biharnagybajom	Marktplatz	178	178	20·6	9·4	14	+	
„	Gyarmat-Gasse	193	193	23·2	9·4	12	+	
„	Széchenyi-Platz	340	330—340	26·8	9·4	17	+	g
Füzesgyarmat	Kossuth-Platz	272	217—227	22·5	9·5	16?	+	
			263—270					
„	Dampfmühle	227	224—227	25·2	9·5	13	+	g
Szeghalom	Marktplatz	298·8	291—298	28	9·5	14	+	
			278—280					
„	Baross-Gasse	327	323—327	24·3	9·5	17?	+	g
Körösladány	Rudolf-Gasse	420	416—420	29·8	9·6	19	+	g
Dévaványa	Marktplatz	330	304—308	24·7	9·6	18	+	
„	Hajós-Gasse	342	302—308	25·8	9·6	17	+	g

Ort der Bohrung	Gasse, Platz etc.	Tiefe	Tiefe der wasserführ. Schichte	Temperatur d. ausfliess. Wassers	Durchschnittl. Jahrestemp.	Geoth. Gradient	Posit. o. negat. Brunnen	Grössere Gasmengen
		m	m	°C	°C	m	+—	g
Vésztő	Marktplatz	301	120—122 294—301	21·7	9·6	18	+	
Kötegyán	Eisenbahnstation	205·1	190—205	19·5	9·8	18	+	
„	Baross-Platz	341·8	338—341	25·2	9·8	20	+	g
Sarkad	vor d. ref. Kirche	340	336—340	30·7	9·8	15	+	g
„	Besitz d. J. Képiró	347	334—347	25·8	9·8	20	+	
„	Szalontai-Gasse	348	330—348	24·4	9·8	20	+	
Gyula	Kossuth-Platz	244·7	241—244	20·2	9·9	21	+	
„	Erste Dampfmühle	215	210—215	18·8	9·9	21	+	
„	Palló-Gasse	100	92	15·5	9·9	13	+	
„	Deutsche Kirche	270	263—270	21·5	9·9	22	+	
„	Komitatshaus-Platz	304	295—302	21·8	9·9	22	+	
„	Eisenbahnstation	295	290—295	21·2	9·9	22	+	
„	Allgem. Krankenhaus	245	240—245	20·2	9·9	21	+	
Békéscsaba	Kossuth-Platz	299	297—299	23·5	9·9	20	+	
„	Kaserne	324·2	320—324	24	9·9	21	+	
„	Eisenbahnstation	458	450—458	27·3	9·9	24	+	g
„	Bürgerschule	260	260	22·2	9·9	19	+	
„	Bánát-Gasse	420·4	418—420	25	9·9	25	+	g
„	Erzsébethely	425·8	420—425	28	9·9	22	+	g
„	Zrínyi-Gasse	382·6	320 u. 380	24	9·9	24	+	
„	Selyem-Gasse	161·8	160—161·8	18	9·9	17	+	
„	Alter Marktplatz	146	110 u. 144	17	9·9	14?	+	
„	Rosenthal-Mühle	321	318—321	24	9·9	20	+	
„	Landwirtsch.Repet. Schule	56	55—56	15·2	9·9	7	+	
„	Nordzeile	201	197—201	19·5	9·9	18	+	
„	Gróf Tisza I.-Gasse	327	322—327	24·2	9·9	21	+	
„	Földvári-Gasse	336	322—330	23	9·9	23	+	
„	Strandbad	303·4	301—303	23	9·9	21	+	g
Kétegyháza	Eisenbahnstation	358·9	350—358·9	24·7	9·9	22	+	
Lökösháza	„	216·4	214—216·4	21·5	9·9	17	+	g

Ort der Bohrung	Gasse, Platz etc.	Tiefe	Tiefe der wasserführ. Schichte	Temperatur d. ausfliess. Wassers	Durchschnittl. Jahrestemp.	Geoth. Gradient	Posit. o. negat. Brunnen	Grössere Gasmengen
		m	m	°C	°C	m	+−	g
Békés	Asztalos István-Str.	733·8	728—733	38·5	9·9	25	+	g
„	Marktplatz	582	580·8—582	35·2	9·9	22	+	
Mezőberény	Kalvin-Platz	470	464—470	29·5	9·8	22	+	g
„	Deutsche Kirche	469	463—469	30·7	9·8	21	+	g
Gyoma	Marktplatz	237	216—236	23·3	9·6	15	+	
„	Rákóczi—Arany-Gasse	227	223—227	25·1	9·6	13	+	
„	Horthy M.-Gasse	337	307 u. 337	26·7	9·6	18?	+	g
„	Deák Ferenc-Gasse	307	301—307	25·6	9·6	18	+	
Mezőtúr	Eisenbahnstation	221	100 219—221	21·5	9·6	16?	+	
„	Stadthausplatz	441·8	434·9—438·4	28·9	9·6	21	+	g
„	Szabadság-Platz	397	392—397	27·5	9·6	20	+	
Túrkeve	Eördögh-Platz	318	312—318	23·5	9·6	21	+	
„	Volksgarten	236·5	233—236·5	20·4	9·6	20	+	
„	Gajzágó-Gasse	360	310—360	22	9·6	25	+	
„	Nyomás-Gasse	356	353—356	24·5	9·6	22	+	
Szarvas	Innerer Marktplatz	290·7	261—272	23·2	9·6	17	+	
„	Mühle d. Landw.	280	273—280	23·6	9·6	18	+	
„	Kossuth-Gasse	442	436—442	35·5	9·6	16	+	g
Kondoros	Hauptgasse	285	280—285	23·5	9·8	19	+	
Csorvás	Marktplatz	387	382—387	32·5	9·9	16	+	g
Orosháza	Táncsics M.-Gasse	466	460—466	37	9·9	16	+	g
„	Kossuth-Platz	233	230—233	25	9·9	13	+	
„	Thököly-Gasse	251	220—251	27	9·9	17	+	
„	Zeiler-Mühle	270·3	267·	27·5	9·9	14	+	g
„	Lehel-Gasse	470	466—468	37	9·9	16	+	g
„	Ziegelfabrik	140	130—140	19	9·9	12	+	
„	Komlósi-Gasse	313	310—313	28	9·9	16	+	
„	Kelet-Gasse	436	430—436	37	9·9	15	+	g
„	Diana-Bad	470	465—470	37·5	9·9	16	+	g
„	Eisenbahnstation	349·3	320	28·5	9·9	16	+	g

Ort der Bohrung	Gasse, Platz etc.	Tiefe	Tiefe der wasserführ. Schichte	Temperatur d. ausfliess. Wassers	Durchschnittl. Jahrestemp.	Geoth. Gradient	Posit. o. negat. Brunnen	Grössere Gasmengen
		m	m	°C	°C	m	+—	g
Tótkomlós	Marktplatz	285	15 280—285	24	9·9	18?	+	g
„	Volkschule	320	320—310	27·8	9·9	16	+	g
„	Dampfmühle	57	57	15·3	9·9	6	—	
Mezőhegyes	Gestütstallung	507	419—492 384—395	31	10·2	18	+	g
„	Zuckerfabrik	409	387—392	31	10·2	17	+	g
„	Artes. Zentralbrunnen	473	451—471	35·5	10·2	19	+	g
Csanádapáca	Dampfmühle I	453	447—453	35	9·9	17	+	g
„	„ II	458	447—458	35	9·9	17	+	g
Ref.-Kovácsháza	Hauptgasse	525·8	517—525·8	37·5	10	18	+	g
Nagyszénás	Meierhof	227	217	20·6	9·9	19	+	
Nagymajláth	Hauptplatz	450	430—450	28·2	10	22	+	g
Pitvaros	„	366	360—364	28	10	19	+	g
Makó	Szent Anna-Platz	199·5	190—199	19·5	10·2	18	+	
„	Kálvin-Gasse	196	190—196	19·3	10·2	18	+	
„	Gemeindeweide	247	240—247	22·3	10·2	18	+	
„	Dessewffy-Platz	260	250—260	23·2	10·2	18	+	
„	Jókai-Gasse	296	285—296	24·1	10.2	19	+	
„	Zrinyi-Gasse	205·3	197—205·3	18·7	10·2	20	+	
„	Eötvös—Vásárhelyi-Gasse	207	201—207	20·2	10·2	18	+	
„	Juszt Gyula-Gasse	234	230—234	22	10·2	19	+	
„	Eisenbahnstation Újváros	178·8	176—178·8	18·3	10·2	19	+	
„	„ „	142	142	17·8	10·2	16	+	
Földeák	Eisenbahnstation	197·8	192—197	18·7	10·2	19	+	
„	Marktplatz	215	212—215	20·7	10·2	19	+	
Vásárhelykutas	Eisenbahnstation	190·1	186—190	20·9	9·9	16	+	
Hódmezővásárhely	„	237·2	232—237	22	10	17	+	
„	Nagy András-Brunnen	252·6	252·6	20·5	10	22?	+	
„	Kossuth-Platz I	197·8	196·1—197·8	19·9	10	17	+	
„	Szent István-Gasse	227	223—227	21·3	10	16	+	

Ort der Bohrung	Gasse, Platz etc.	Tiefe	Tiefe der wasserführ. Schichte	Temperatur d. ausfliess. Wassers	Durchschnittl. Jahrestemp.	Geoth. Gradient	Posit. o. negat. Brunnen	Grössere Gasmengen
		m	m	°C	°C	m	+—	g
Hódmezővásárhely	Andrássy—Kaszap-Gasse	201	201	20·7	10	16	+	
„	Klauzál—Bajza-Gasse	285	220—230	21	10	18	+	
„	Klauzál—Északi-Gasse	250	220—230	21	10	18	+	
„	Klauzál—Bárd-Gasse	216	210—216	20·7	10	18	+	
„	Schule am Tatársánc	272	270—272	22·4	10	20	+	
„	Schule am Külsőszőrhát	226	225—226	21·2	10	19	+	
„	Kovács Ziegelfabrik	238	231—238	21·5	10	19	+	
„	Schule von Hatrongyos	193	192—193	20·2	10	17	+	
„	Gehöft No. 750	220	218—220	20	10	20	+	
„	Eigent. d. Kovács S.	240	220—240	21	10	18	+	
„	Zrinyi-Gasse	93	90—93	16·1	10	10	+	
Algyő	Eisenbahnstation	241·2	237—241	22·3	10·2	18	+	g
Szeged	Tisza Lajos-Ring	953	944—949	49·3	10·2	23	+	g
„	Wasserleit. Anlage I	230	225—230	21	10·2	19	+	
„	„ „ VI	346	338—346	26·1	10·2	20	+	g
„	„ „ VIII	125	115—123	17·3	10·2	13	—	
„	„ „ VII	396	388—396	26·6	10·2	23	+	
„	Wirtschaftsbahn	242	238—242	22·3	10·2	20	+	
„	Pionierkaserne	232	227—232	22·6	10·2	17	+	
„	Pálffy—Paprika-Gasse	242	238—242	22·2	10·2	18	+	
„	Kacsa—Tompa-Gasse	199	196—199	21·2	10·2	16	+	
„	Délibáb u. Nyíl-Gasse	240	236—240	22·2	10·2	18	+	
„	Schlachtbank	225	219—225	22·3	10·2	17	+	
„	Gólya—Rákóczi-Gasse	202	198—202	20·7	10·2	17	+	
„	Gólya-Gasse No. 2	194·5	190—194·5	20·2	10·2	17	+	
„	Petőfi-Gasse	220	215—220	20·4	10·2	19	+	
	Kecskés-Siedlung	305·8	302—305·8	23·9	10·2	22	+	
„	Veresács—Hajnal-Gasse	207	202—207	20·9	10·2	17	+	
„	Szikra Zündholzfabrik	201	180	18·9	10·2	19	+	
„	Mars-Platz	236	230—236	20·5	10·2	18	+	
„	Francia-Gasse	244	240—244	22·1	10·2	18	+	

Ort der Bohrung	Gasse, Platz etc.	Tiefe	Tiefe der wasserführ. Schichte	Temperatur d. ausfliess. Wassers	Durchschnittl. Jahrestemp.	Geoth. Gradient	Posit. o. negat Brunnen	Grössere Gasmengen
		m	m	°C	°C	m	+−	g
Szeged	Asyl	252	246—252	21·3	10·2	20	+	
„	Reinlichkeitsanlage	278	270—278	21·8	10·2	21	+	
„	Csongrádi sugár-Strasse	252	247—252	22	10·2	19	+	
„	Debreceni-Gasse	236	231—236	21·5	10·2	18	+	
„	Csaba—Molnár-Gasse	245	240—245	22·2	10·2	18	+	
„	Redoute von Újszeged	243	238—243	21·9	10·2	18	+	
„	Temesvári-Ring	205	180—185	18·4	10·2	20	+	
„	Eisenbahnstation Rókus	217·3	216·7—217·2	21·2	10·2	18	+	
„	Ottovay—Winkler Siedlung	177	175—177	19·1	10·2	17	+	
„	Hanffabrik	217	212—217	21·2	10·2	18	+	
Szeged-Alsótanya	R. kath. Kirchenplatz	206	202—206	19·8	10·2	19	+	
„	„ „	206	142	18	10·2	15	+	
Szeged-Szatymaz	Eisenbahnstation	218·4	212—218	20·8	10·2	18	+	
„	Spiritusfabrik	214	210—214	20·8	10·2	18	+	
Szeged-Szentmihályt.	Lábdy-Mühle	189	187—189	19·2	10·2	18	+	
„	Lesezirkel	178	178	19	10·2	18	+	
Szeged-Nagyszéksós	Eisenbahnstation	115	112—115	17·3	10·2	13	+	
Szeged-Felsőtanya	Eigent. Vetró Sándor	207	201—207	20·4	10·2	17	+	
Kistelek	Eisenbahnstation	208·1	198—208	19.3	10·2	19	+	
„	Kirchenplatz	185	180—185	18·9	10·2	19	+	
„	Eigent. Alföldi S.	142	142	17·3	10·2	14	+	
„	Majláth-Brunnen	148	148	17·3	10·2	14	+	
„	Bürgerschule	180	180	18·2	10·2	19	+	
Mindszent	Pallavicini-Platz	206	200—206	19.5	10	19	+	
„	Neue Siedlung	265	230—260	19.9	10	21	+	
„	Kossuth Lajos-Gasse	227	220—227	19·6	10	20	+	
„	Neue Siedlung	225	220—225	19·3	10	21	+	
„	Horváth Gyula-Gasse	270	150—160?	16·5	10	20?	+	
„	Eigent. Baksai & Comp.	200	180	18·9	10	18	+	
„	Dampfmühle	140	140?	16·4	10	19?	+	

Ort der Bohrung	Gasse, Platz etc.	Tiefe	Tiefe der wasserführ. Schichte	Temperatur d. ausfliess. Wassers	Durchschnittl. Jahrestemp.	Geoth. Gradient	Posit. o. negat. Brunnen	Grössere Gasmengen
		m	m	⁰C	⁰C	m	+—	g
Mindszent	Szent István-Gasse	210	210	18·9	10	19	+	
„	Neusiedl. am Meierhof	220	220	19·3	10	20	+	
Szentes	Kossuth-Platz	313·8	318·8	23·1	9·9	22	+	
„	Lakos-Brunnen	272	265—272	22·7	9·9	19	+	
„	Tóth-Dampfmühle	267	261—267	22·2	9·9	20	+	
„	Villogó-Platz	273·8	268—273	22·3	9·9	20	+	
„	Klauzál-Gasse	281·6	273—281	22·5	9·9	20	+	
„	Széchenyi-Garten	244·5	241—244	22·5	9·9	17	+	
„	Lakos—Darú-Gasse	272	268—272	23·9	9·9	17	+	
„	Klauzál—Jövendő-Gasse	281·6	251—258	23·2	9·9	17	+	
„	Stammer J.-Gasse	280·7	250—255	22·6	9·9	17	+	
„	Horváth Gy.-Gasse	252·6	250—252	22·4	9·9	18	+	
„	Holzniederlage Zsoldos	232	226—232	22.1	9·9	17	+	
„	Marktplatz	269·3	261—269	22·5	9·9	19	+	
„	Allg. Krankenhaus	283·3	274—283	22·9	9·9	19	+	
Kunszentmárton	Eisenbahnstation	224	219—224	25·2	9·8	13	+	g
„	Marktplatz	203	198—203	21·3	9·8	15	+	
Pusztakengyel	Eisenbahnstation	288·1	280—288	24	9·6	18	+	
Nagymágocs	Herrschaftliche Zentrale	293	283—293	23·3	9·9	19	+	g
Csongrád	Christliche Mühle	233	227—233	20·6	9·8	19	+	
„	Síp-Gasse	249	221—249	20·3	9·8	19	+	
„	Dob-Gasse	312·6	306—312	24·5	9·8	18	+	g
„	Eigent. Gyovay István	248	241—248	21·3	9·8	19	+	
„	Eigent. Bartók István	240	235—240	20·8	9·8	19	+	
„	Eigent. Fekete János	235	230—235	20·6	9·8	19	+	
„	Zentrale Volkschule	243	238—243	21·2	9·8	19	+	
Derekegyháza	Eigent. Horváth János	485	365 u. 485	30·4	9·9	18	+	g
„	Bagi-Siedlung	110	110	16·2	9·9	14	+	
Cegléd	Eisenbahnstation	183·5	175—183	21	9·7	13	+	
„	„	158	152—158	18·8	9·7	14	+	

Ort der Bohrung	Gasse, Platz etc.	Tiefe	Tiefe der wasserführ. Schichte	Temperatur d. ausfliess. Wassers	Durchschnittl. Jahrestemp.	Geoth. Gradient	Posit. o. negat. Brunnen	Grössere Gasmengen
		m	m	°C	°C	m	+—	g
Cegléd	Vörösmarty-Platz	133	130—132	19·1	9·7	11	+	
„	Städtischer Garten	142	140—142	19·3	9·7	12	+	
„	Szőlő—Holló-Gasse	159	154—159	18·7	9·7	15	+	
„	Kindergarten d. IX Bez.	119	119	19·3	9·7	10	+	
„	Kindergarten d. II Bez.	165	160—165	20·5	9·7	13	+	
„	Arsenal	160	158—160	19·2	9·7	14	+	
„	Kossuth-Platz I	133	127—132	17·8	9·7	13	+	
„	„ II	135	134—135	18	9·7	13	+	
Nagykőrös	Ceglédi-Platz	568	562—568	34·9	9·7	21	+	g
Kecskemét	Gyenes-Platz	253	190	17·2	9·7	22	—	
„	Csányi-Gasse	91	85—91	14·3	9·7	15	—	
Újkécske	Kirchenplatz	191	189—191	21	9·7	14	+	
„	Arany J.-Gasse	200	192—200	21·1	9·7	15	+	
„	Tabak-Gasse	219	210—219	21·2	9·7	16	+	
Ókécske	Dampfmühle	203·7	198—203	21·4	9·7	15	+	
„	Eigent. Kiss Benjamin	184	180—184	20·4	9·7	15	+	
„	Szőlő-sor	282	242 u.282	24·2	9·7	18?	+	g
Tiszavárkony	Eisenbahnstation	187·9	185—187	22·5	9·7	13	+	g
Kiskunfélegyháza	„	239·8	232—239	19·5	9·8	22	+	
„	Hauptgasse	287	231—237	19·2	9·8	23	+	
„	Egyház-Platz	251	247—251	20·5	9·8	22	+	
„	Holló-Gasse	300	240—250	20	9·8	21	+	
„	Fürdő—Kossuth-Gasse	271	270—271	21	9·8	22	+	
„	Csongrádi-Gasse	202	200—202	20	9·8	17	+	
Tájó	Eisenbahnstation	148·3	50—60	15·6	10	5	—	
Harkapuszta	„	145	50—60	15·7	10	5	—	
Kiskunhalas	„	122·5	87—88 122·50	15·5	10	13	—	
„	„ II	194·3	88, 121, 143	17	10	13?	—	
Pirtó	„	136·5	70—80	16	10	10	—	

Ort der Bohrung	Gasse, Platz etc.	Tiefe	Tiefe der wasserführ. Schichte	Temperatur d. ausfliess. Wassers	Durchschnittl. Jahrestemp.	Geoth. Gradient	Posit. o. negat. Brunnen	Grössere Gasmengen
		m	m	⁰C	⁰C	m	+−	g
Soltvadkert-Tázlár	Eisenbahnstation	111·5	109—111 50—52 87—89	13·2	9·9	12?	—	
„	Evang. Kirche	138	30—40 60—62	13·5	9·9	8?	—	
Kiskőrös	Eisenbahnstation	115	110—115	16	9·9	15	—	
Kalocsa	Weizenmarktplatz	117	105?	14·7	10·2	18?	+	
„	„	216	216?	19·1	10·2	19?	+	
„	Szent János-Platz	108	103	14·5	10·2	19	+	
„	Arbeiterverein	200?	200?	18·8	10·2	20?	+	
„	Kigyós-Brunnen	144·5	110—116	16·6	10·2	14	+	
„	Fűzér—Béres-Gasse	200?	200?	18·2	10·2	22?	+	
„	Immkerverein	500?	500?	31·7	10·2	22?	+	g
„	Erzbischöfl. Resid.	184	170	18	10·2	20	—	
Fülöpszállás	Eisenbahnstation	70	70 u. 36?	14	9·7	11?	—	
Szabadszállás	Gemeindehaus	54	54	14·6	9·7	7	—	
„	Hauptplatz	64	64	15·5	9·7	8	—	
„	Dampfmühle	54·4	54	14·2	9·7	7	—	
Kunszentmiklós	Eisenbahnstation	156·5	135 u. 156	19·1	9·7	13?	+	
„	Marktplatz	203	196—203	21·2	9·7	15		
„	Eigent. Kvassay	80	80	17·2	9·7	8	—	
„	Ref. Kirchenplatz	51	51	16	9·7	5	—	
„	Kovácsházi-Meierhof	240	220	21·7	9·7	16		
Dunaföldvár	Erzsébet-Platz	156·7	133—135 139—144 u. 156	19·5	10	13?	+	
„	Teleky-Platz	171	99—103 115—131 u. 171	18·5	10	15?	+	
„	Piramis-Dampfmühle	112	108—112	17	10	12	+	
„	Piramis-Dampfmühle	274	131—140 274	21	10	17?	+	
Adony—Pusztaszabolcs	Eisenbahnstation	193	190—193	20·3	9·7	16	+	

Ort der Bohrung	Gasse, Platz etc.	Tiefe	Tiefe der wasserführ. Schichte	Temperatur d. ausfliess. Wassers	Durchschnittl. Jahrestemp.	Geoth. Gradient	Posit. o. negat. Brunnen	Grössere Gasmengen
		m	m	°C	°C	m	+—	g
Adony—Pusztaszabolcs	„	114	102	16·7	9·7	11	+	
„	Eigent. Dr. Hirsch	267·3	260—267·3	22·9	9·7	18	+	
Paks	Elektrizitätsanlage	112	110—112	17	10·2	13	+	
„	Jüdische Schule	90	70	16·5	10·2	8	+	
Ercsi	Eisenbahnstation	440	372—377	26	9·5	21	+	g
„	Zuckerfabrik	181·4	125—130 u. 162—171	17	9·5	16?	+	
„	Kiskert	76·80	74	15·3	9·5	9	—	
„	Kossuth-Gasse	97	90	16·2	9·5	10	—	
„	Spiritusfabrik	167	160	19	9·5	14	—	
Gödöllő	Eisenbahnstation	101·6	97—101	15·3	9·6	13	—	
Bicske	Bürgerschule	216	200—216	16·7	9·2	22	—	
Alcsút	Erzherzogl. Park	136·4	126—136	15·5	9·2	17	+	
„	„ „	154·8	129—154	17·4	9·2	14	+	
Székesfehérvár	Árpád-Bad	150	132—150	15·5	9·5	18	+	
„	„ „	121	102·5—104	14·6	9·5	16	+	
„	Blaufärberei	250·5	194·4	16·5	9·5	24	—	
„	Städtisches Wasserwerk	40	8—40	13	9·5	?	—	
Seregélyes	Gemeindehaus	166·2	132	17·2	9·2	12	+	
Tolna—Tamási	Eisenbahnstation	68	68	14·6	9·5	9	—	
Sárosd	Eisenbahnstation	108·8	102—108	16·9	9·2	10	+	
„	Schloss	70	70	14·7	9·2	9	—	
Sárbogárd	Eisenbahnstation	49	45—49	14	9·5	5	+	
„	Eisenbahnstation	103·1	94—103	16·5	9·5	10	—	
Sárkeresztur	Schloss	64	64	15·2	9·2	6	—	
Sárszentmiklós	Eisenbahnstation	56·2	53	13·8	9·2	7	—	
Tolnanémedi	„	177·6	170—177	24	9·2	10	+	
Keszőhidegkút-Gyönk	„	150·5	145—150	17·5	9·2	15	+	
Újdombóvár	„ I	100	100	17·2	9·5	10	+	
„	„ II	114	108—112·5	18	9·5	10	+	
„	Milchhalle	123	123	18·2	9·5	11	+	

Ort der Bohrung	Gasse, Platz etc.	Tiefe	Tiefe der wasserführ. Schichte	Temperatur d. ausfliess. Wassers	Durchschnittl. Jahrestemp.	Geoth. Gradient	Posit. o. negat. Brunnen	Grössere Gasmengen
		m	m	0C	0C	m	+–	g
„	Elektrizitätsanlage	100 5	98—100·5	17·1	9·5	10	+	
„	Kloster	157	151—157	19·3	9·5	13	+	
„	Szent László-Platz	247	240—247?	22	9·5	17?	—	
Ódombóvár	Eisenbahnstation	112	111—112 176	18·3	9·5	10?	+	
Bátaszék	„	81·6	80—81·6	18·3	10	7	+	
„	Flórián-Platz	91	91	17·5	10	9	+	
„	Bezerédy-Gasse	81 6	81—81·6	17	10	8	+	
„	Schloss Theresianum	112	110—112	19	10	10	+	
„	Rosenberg-Mühle	120	115—120	19·4	10	10	+	
„	Eigent. Majer Lajos	85	80—85	17·6	10	7	+	
Majsa-Miklósvár	Ógyánt-Meierhof	163	160—163	22	9·8	11	+	
„	Majsa-Meierhof	170	170	22·3	9·8	11	+	
Szekszárd	Eisenbahnstation	232·2	230—232	27	10	12	+	
„	Städtischer Brunnen	215·3	215	28	10	10		
Bonyhád	Kohn Ölfabrik	128	128	17·8	9·8	10	+	
Baja	Präparandie	257	250—257	25·6	10·2	14	+	
„	Szent István-Platz	500·6	251—256·5	20·5	10·2	22	+	
„	Kölcsey-Gasse	350·9	346—350	26·6	10·2	19	+	
„	Spital	65·4	58·6—65·4	14·2	10·2	9	—	
Gara	Eisenbahnstation	83·6	80—83	15·3	10·2	11	—	
Vaskút	„	82	80—82	15·2	10·2	11	—	
Bácsalmás	„	211	176—180	18	10·2	20	+	
Pécs	„	161·3	158—161·3	17·6	10·2	19	—	
Belecska	Meierhof	175	170—175	18·5	9·2	16	+	
Mánfa	Sikonda-Wald	44	44	15	10	4		
„	„	318·2	318·2	35	10	11	+	
„	„	419·9	419·9	38·8	10	10		
Mohács	Eisenbahnstation	161·3	24·5 u. 104·7	17·6	10·2	10?	+	
Szigetvár	„	97	92—97	17	10	10	—	
Dömsöd	Kossuth-Platz	287·5	280—287	26·2	9·5	16	+	

Ort der Bohrung	Gasse, Platz etc.	Tiefe	Tiefe der wasserführ. Schichte	Temperatur d. ausfliess. Wassers	Durchschnittl. Jahrestemp.	Geoth. Gradient	Posit. o. negat. Brunnen	Grössere Gasmengen
		m	m	⁰C	⁰C	m	+—	g
Apostag	Marktplatz	120	113—120	15·7	9·7	15	—	
Dunavecse	Fehéregyháza-puszta	237	230	22·2	9·7	16	+	
Harta	Dunatetétlen-puszta	172	170—172	23	9·7	11	+	
Isaszeg	Eisenbahnstation	74·1	74·1	15	9·6	10	—	
„	„	41·6	41·6	13·5	9·6	5	—	
Tóalmás	Schule	129	120—124	15·6	9·6	16	—	
Tura	Offizierswohnung	70	65	14·2	9·6	10	+	
Mosdós	Mosdósi-Meierhof	232	228—232	18·5	9·4	22	+	
Lábod	Hauptplatz	506	215—216 u. 506	26·5	9·4	?	+	
Hajdúszoboszló	Bad	1090·9	1090·9	73	9·3	16	+	
„	Eisenbahnstation	69·7	69—	19	9·3	5	+	
Aba—Sárkeresztur	„	67·3	65—67·3	15·8	9·2	6	—	
Döbrököz	„	172·1	170—172.1	18·4	9·2	16	+	
Abony	Sashalom-puszta	316	310—316	28	9·6	16	+	
„	Paládics-puszta	290	280—290	25	9·6	18	+	
Vásárosnamény	Zentrale	85	85	19	9·6	7	—	
Nagyatád	Gemeinde-Bad	403	403	32	9·5	17	+	g
„	Seidenfabrik	216	216	21	9·5	17	+	
Kaposvár	Wasserleitungsanlage I	118	116—118	18	9·4	10	+	
„	Wasserleitungsanlage II	296	290—296 ?	22·6	9·4	20?	+	
„	Wasserleitungsanlage II	450	445—450 ?	28·4	9·4	22?	+	
„	Bierbrauerei	246	244—246	22	9·4	17	+	
„	Zuckerfabrik	222·5	220—222·5	21·5	9·4	16	+	
„	Strandbad	108	68—77 u. 92—101	19·5	9·4	6?	+	
Ószentiván	Magaresevits-tanya	170	167—170	18·7	10·2	17	+	
Kübekháza	Árpád-Gasse	149	144—149	18	10·2	15	+	
Kiskundorozsma	Kossuth-Gasse	134·4	132·5—134	18	10·2	14	+	
„	Bad	150	145—150	18·4	10·2	15	+	
Tápé	Hauptgasse II	208	200—208	17·9	10·2	23	+	

Ort der Bohrung	Gasse, Platz etc.	Tiefe	Tiefe der wasserführ. Schichte	Temperatur d. ausfliess. Wassers	Durchschnittl. Jahrestemp.	Geoth. Gradient	Posit. o. negat. Brunnen	Grössere Gasmengen
		m	m	°C	°C	m	+ −	g
Sövényháza	Dóczi-Meierhof	250	246—250	19·3	10·2	24	+	
Kiszombor	Tompa-Hof	178	174—178	18·2	10·2	19	+	g
„	Ladányi-Meierhof	165	165	18	10·2	18	+	
„	Szegedi-Gasse	310	300—310	23·7	10·2	20	+	
Deszk	Belső-Meierhof	173	170—173	18·3	10·2	18	+	
„	Hauptplatz	145	145	20·3	10·2	12	+	
Fábiánsebestyén	Meierhof II	312	274 u. 312	24·3	9·9	19?	+	g
„	„ III	324	293 u. 324	25·7	9·9	20?	+	g
„	„	220	215—220	20·1	9·9	19	+	
Szegvár	Bihari-Dampfmühle	158	153—158	17·2	9·9	18	+	
„	Kontra-tanya	230	227—230	20·5	9·9	20	+	
„	Nedelkovics-tanya	252	250—252	20·6	9·9	21	+	
Királyhegyes	Hauptplatz	99·7	97—99·5	19·2	10·2	8	+	
Magyarcsanád	Hauptplatz	117·2	117	18·4	10·2	14	+	g
Apátfalva	Egressy-Siedlung	86	86	16·8	10·2	10	+	
Csanádpalota	Marktplatz	280	280	23	10	19	—	g
Kövegy	Gy. Varga J.-Meierhof	137·5	137	17·3	10	16	+	
Ambrózfalva	Hauptplatz	431	425—431	28	10	22	+	g
Battonya	„	348	336—337	23·7	10·2	23	+	g
Magyarbánhegyes	„	280	150	21·2	9·9	11	+	
Almáskamarás	Neue Mühle	103	67	14·3	9·9	10	+	g
Mezőkövesd	Biró-Brunnen	103	103	16	9·4	12	—	
Mezőkeresztes	Hauptgasse	114·5	110	16·2	9·4	13	—	
Eszeny	Ev. ref. Kirche	67·7	67·6	15·3	9	7	—	
Poroszló	Kirchenplatz	56	56	14	9·4	8	—	
Tarnaméra	Vincze-Meierhof	311·8	311·8—298 180—174 u. 150—145	24·3	9·7	?	+	
Tarnaőrs		276	270—276	24·5	9·7	17	+	
Hernádnémeti	Újsiska-Meierhof	207·8	202—207	22·2	9·1	13	+	
Tiszaigar	Zentrale	75	75	14	9·4	12	—	

Ort der Bohrung	Gasse, Platz etc.	Tiefe	Tiefe der wasserführ. Schichte	Temperatur d. ausfliess. Wassers	Durchschnittl. Jahrestemp.	Geoth. Gradient	Posit. o. negat. Brunnen	Grössere Gasmengen
		m	m	°C	°C	m	+—	g
Jászdózsa	Marktplatz	221	218—220	18·3	9·8	23	+	
Mesterszállás	Hercog-Grund	275	270—275	24·5	9·7	16	+	
Tiszakürt	Hauptgasse	380	370—380	28·7	9·7	19	+	
Rétszilas		45·8	45·8	14	9·2	5	—	
Sárszentlőrinc	Hauptgasse	310	300—310	30·2	9·2	13	+	
Farmos	Kaas-Meierhof	224	220—224	21·5	9·8	17	+	
Báránd	Gemeindehaus	150	148—150	18·3	9·4	14	+	
„	Hauptgasse	173	172—173	20·2	9·4	14	+	
„	Dampfmühle	93	93	17·5	9·4	9	+	
Sárrétudvari	Strázsa-Gasse	135	133—135	18·3	9·4	12	+	
„	Ref. Kirchenplatz	203	198—203	22·5	9·4	13	+	
Földes	Hauptplatz	160	158—160	20·7	9·4	12	+	
„	Veres-Brunnen	130	128—130	15·5	9·4	17	+	
Hajdúszovát	Marktplatz	92	92	17·3	9·2	8	+	
„	Kossuth-Gasse	86	86	16·5	9·2	9	+	
Tetétlen	Marktplatz	91	91	16·5	9·4	9	+	
„	Grosse Gasse	157	150—157	20	9·4	12	+	
Újfehértó	Station der Staatsbahnen	53	53	14·5	9·2	6	—	
Békéssámson	Marktplatz	162·5	158—160	20·5	10	12	+	
Endrőd	Hauptplatz	238	232—238	21·5	9·6	18	+	
Pusztaföldvár	Marktplatz	146	142	22·7	9·9	9	+	
Csány	Eigent. Gebauer	185	180—185	20	9·6	15	+	
Gyöngyöshalász	Eigent. Zrubka	156	150—156	19·5	9·6	13	+	
Fegyvernek	Marktplatz	401	396—401	24·5	9·6	25	+	
Békésszentandrás	Hauptplatz	255·5	250—255	21·7	10	18	+	
Gindlicsalád	Zentrale	47	47	14·2	9·5	5	—	
Kiskunmajsa	Kirchengasse	306	?	17·5	10	?	+	
„	Tabán-Gasse	297	?	17·5	10	?	+	
„	Alte Post-Gasse	313	?	19·3	10	?	+	
„	Ferenc József-Gasse	294	?	17·3	10	?	+	

III.

DIE URSACHEN DER VERSCHIEDENHEIT DER GEOTHERMISCHEN GRADIENTEN AM ALFÖLD.

Wenn wir die in der Tabelle mitgeteilten Gradienten überblicken, fällt uns aus dem Gewirr der Zahlen vor allem die grosse Veränderlichkeit, respektive Unbeständigkeit der Gradienten in die Augen. Doch sehen wir schon auf den ersten Blick, dass wir es im allgemeinen mit recht niedrigen, zumeist zwischen 10—20 m gelegenen Gradienten zutun haben. Sehr auffällig sind auch die besonders geringen Werte von 4—5 m, während die allmählich bis 26—27 m anwachsenden grössten geothermischen Gradienten des Alföld bereits viel seltener anzutreffen sind.

Die grosse Verschiedenheit, Unbeständigkeit und auffällige Niedrigkeit, kurz: die Abnormität der Gradienten des Alföld ist also aus der Tabelle auf den ersten Blick ersichtlich. Anderseits ergibt sich aus dem Gesamtbilde keinerlei Gesetzmässigkeit, die auch nur annähernd der bekannten Norm des geothermischen Gradienten entschprechen würde, denn der geothermische Gradient, d. h. der Tiefenunterschied, dem unterhalb der neutralen Zone eine Zunahme der Temperatur um je 1°C entspricht, erreicht in den untersuchten Teilen des Alföld weder im allgemeinen, noch an vereinzelten Stellen, nirgends den Wert von 33 m.

Der durchschnittliche Wert von 33 m des geothermischen Gradienten wurde bekanntlich auf Grund der an verschiedenen Stellen der Erde, in Tiefbohrungen durchgeführten verlässlichen Messungen festgestellt und in der Literatur sind die aus älteren Tiefbohrungen, wie z. B. jenen von Schladebach (5), Sudenburg (6), Paruschowitz (7), Cuchow (8) und Sperenberg gewonnenen geothermischen Gradienten als bekannteste Werte am meisten verbreitet.

Die von 4 m als niedrigstem bis 27 m als höchstem reichenden Werte der untersuchten Gradienten des Alföld bleiben nicht nur weit hinter dem als normal angenommenen Wert von 33 m zurück, sondern repräsentieren eine dermassen niedrige Stufe, wie sie bisher von keinem zweiten, der geologischen Einheit des Alföld angemessenen Gebiet bekannt wurde.

Diese Feststellung gilt nicht nur für die niedrigsten und dabei ziemlich häufigen, 4—5 m-igen Werte der geothermischen Gradienten des Alföld, denen ähnliche bisher nur in Braunkohlen- und Schwefelbergwerken (Osseg in Böhmen und Sicilien), doch bloss auf kleinen Gebieten, innerhalb der einzelnen Gruben angetroffen wurden, sondern auch dann, wenn

wir die häufigeren und allgemeineren Werte von 10—20 m in Betracht ziehen.

Allerdings darf man nicht ausser Acht lassen, dass die auf den geothermischen Gradient der Erde bezüglichen bisherigen Beobachtungen sich zumeist nur auf einzelne Tiefbohrungen oder höchstens auf engere Gebiete beschränken, — solche sind z. B. auch aus Dakota bekannt (10) — und dass ähnliche ausgedehnte Gebiete, wie das Alföld in dieser Hinsicht überhaupt noch nicht durchforscht wurden. Trotzt ihrer lokalen Bedeutung genügen aber die sehr zahlreichen Messungsdaten, die uns seit langer Zeit von sehr vielen und verschiedenen Stellen der Erde zur Verfügung stehen, vollauf, um die übrigens schon längst bekannte Tatsache zu beweisen, dass sich der geothermische Gradient nicht nur stellenweise, sondern auch nach den verschiedenen Gebieten ändern kann, respektive, dass die Zunahme der Wärme gegen die Tiefe in unregelmässiger Weise erfolgt (11).

Diese Tatsache und die Abnormität der aus unseren Untersuchungen gewonnenen Werte der Alfölder geothermischen Gradienten vor Augen haltend, müssen auch wir jene im allgemeinen gleichfalls längst bekannten Ursachen in Erwägung ziehen, denen die Verschiedenheit und die Regelwidrigkeit der Alfölder geothermischen Gradienten zugeschrieben werden kann.

Mann pflegt die Verschiedenheit der geothermischen Gradienten im allgemeinen auf die folgenden Ursachen zurück zu führen: auf die abweichende Wärmeleitungsfähigkeit der verschiedenen Gesteine, auf die Einwirkung der gelegentlich der Verkohlung und anderer chemischer Prozesse entstehenden Wärme, auf die Nähe magmatischer Herde, auf die Anwesenheit heisser, respektive kalter Quellen, auf die Nachbarschaft grösserer Wasserbecken, auf tektonische Bewegungen, auf das Vorhandensein von Gasen und radioaktiven Materien und schliesslich auf die Vorgänge der Umkristallisation.

Die meisten der angeführten Faktoren vermögen auch einzeln, jeder für sich die Verteilung der Tiefenstufen des Untergrundes, d. h. die sog. Geoisothermen zu beeinflussen und beim Zusammenwirken mehrerer Ursachen muss man naturgemäss mit verwickelteren Resultaten rechnen.

Es gibt Forscher, die die abweichenden Werte der an verschiedenen Orten bestimmten geothermischen Gradienten in ihrer Unregelmässigkeit und Abnormität als für die betreffenden Gebiete gültig und charakteristisch akzeptieren und einfach nur die Ursachen der Abweichungen zu erklären suchen (12).

Demgegenüber versuchten andere die verschiedenen Tiefenstufen von geologischen und geographischen Gesichtspunkten in entsprechende Gruppen einzuteilen, ein Vorgehen, das sich nach einzelnen Autoren auch physika-

lisch und mathematisch begründen lässt (**13**). In dieser Weise gibt sich dann in der Zusammenstellung der in die entsprechenden Gruppen eingeteilten, regelwidrigen Werte eine gewisse Regelmässigkeit und Ordnung zu erkennen und man kann folgende Kategorien unterscheiden:

1. Annähernd ebene Gebiete, wo chemisch nicht werwandelte, ältere Eruptiva vorhanden sind;

2 Ebene Gebiete mit chemisch noch unveränderten Gesteinen, wo in der Nachbarschaft grössere Wassermassen anzutreffen sind;

3. Aus jüngeren Eruptivgesteinen bestehende Gebiete;

4. Gebiete mit Bergen und Tälern;

5. Gebiete aus Gesteinen mit besonders guter oder besonders schlechter Wärmeleitungsfähigkeit;

6. Gebiete Wärme produzierender Gebilde: Kohlen-, Erz- und Ölbergwerke etc.

7. Mit Ventillation versehende Bergwerke und die abgekühlten Gesteine ihrer Umgebung.

Diese Einteilung der für die einzelnen Gruppen bezeichnenden Gebiete beruht jedoch nicht auf von je einem charakteristischen, einheitlichen Gebiet verschafften Angaben, sondern diese wurden zwar mit charakteristischen Beispielen, aber sonst in ziemlich willkürlicher Weise von den verschiedensten Teilen der Erde zusammengetragen.

Die in die erste Gruppe der Einteilung gehörigen Gradienten würden — nach den zitierten Forschern — die normalen Werte liefern. Hier ergeben die durchschnittlichen Werte der Messungen für 1°C Tiefenstufen von 32—34 m und die — in dieser Gruppe am seltensten auftretenden — Unregelmässigkeiten wären fast ausschliesslich auf die verschiedene Wärmeleitungsfähigkeit der Gesteine zurückzuführen.

In die übrigen Gruppen der Einteilung gehören die Tiefenstufen mit abnormalen Werten u. zw. können die Gradienten in der zweiten Gruppe Werte von 40—130 m, in der dritten von 29—65, in der vierten von 11—24 m, in der fünften von 20—28 m, in der sechsten von 13—30 m und in der siebenten von 30—55 m an den angeführten Beobachtungspunkten erreichen, wobei zu bemerken ist, dass auch die innerhalb der einzelnen Gruppen angegebenen Werte nur im grossen und ganzen anzunehmen sind.

Ich habe mich hier mit dieser geistreichen Einteilung Königsberger's deshalb eingehender befasst, weil wir uns in ganz ähnlicher Weise, wie es dort mit den vorhin besprochenen, durch die verschiedenen Gradienten gekennzeichneten Gebieten geschah, auch mit dem Alföld als

geologisch selbständigem Gebiet unter Berücksichtigung seiner vielen und aussergewöhnlichen Eigenheiten, vom Gesichtspunkt seiner geothermischen Gradienten befassen müssen.

Schon der einzige Umstand, dass — wie aus den in unserer tabellarischen Übersicht angeführten Werten auf den ersten Blick ersichtlich — im ganzen erforschten Gebiet des Alföld, also auch dort, wo sein ursprünglich unebenes, gesunkenes Gelände durch Anhäufungen terrestrischer Herkunft zu einer Ebene ausgeglichen wurde, erheblich niedrigere geothermische Gradienten, als der normale beobachtet wurden, genügt vollauf, um die Notwendigkeit der oben erwähnten Untersuchungen zu beweisen.

Wenn wir nun aber das durch niedrige geothermische Gradienten gekennzeichnete Alföld in eine der Gruppen der vorhin skizzierten KÖNIGSBERGER'schen Einteilung unterbringen wollen, müssen wir uns davon überzeugen, dass jedwelche derartige Parallelisierung gekünstelt wäre. Wir gelangen zur Einsicht, dass unser Alföld selbständig ist und ein Gebiet darstellt, das mit keiner anderen — wenn auch ähnlich aufgebauten — geologischen Einheit verglichen werden kann und bei dem jede Phase seiner erdgeschichtlichen Entwicklung mit allen Umständen und Faktoren seiner Ausgestaltung einzeln, für sich geprüft und in Rechnung gestellt werden muss. Bezüglich des Alföld darf man sich in keinerlei Hinsicht, also auch die geothermische Tiefenstufe betreffend keinesfalls zu weitgreifenden Vergleichungen verleiten lassen, da dieses Gebiet einen ganz eigentümlichen, speziellen und alleinstehenden Lebenslauf mit speziellen Lebenserscheinungen aufzuweisen hat.

Das Alföld ist nämlich sowohl seine Entstehung wie auch seinen Bau betreffend, ein einheitlicher Teil der Gruppe des Grossen Ungarischen Beckens, u. zw. ein längs Bruchlinien losgelöster, unregelmässig ausgestalteter Teil, der wahrscheinlich aus im Umkreis zweier innerer Kerngebirgsrücken tiefer gesunkenen, randlichen Schollen besteht und durch die Wässer der während und nach seiner Senkung ausgebildeten Fluss-Systeme bis zum heutigen Niveau aufgeschüttet wurde. An seiner Stelle stand ein Teil jenes uralten Gebirgsrumpfes, das von PRINZ als die Meseta der Tisia bezeichnet wurde (**14**) und das sich aus den verfallenen Ruinen des karbonischen Gebirgssystems zusammengesetzt hatte. Dieses Gebirge ist — nachdem es nach mehreren geringfügigeren epeirogenetischen Hebungen und Senkungen, im Miozän den Stammgürtel der Karpaten emporgestaut hatte — zusammengebrochen und begann nun, von prächtiger vulkanischer Tätigkeit begleitet, zu sinken, wodurch die Gruppe des Grossen Ungarischen Beckens und innerhalb derselben das Alföld zustande kam, ein Vorgang, der auch heute noch nicht zum Stillstand gekommen ist.

Wenn wir die Ursachen zu ergründen suchen, auf die sich die auffallend niedrigen Werte der geothermischen Gradienten zurückführen lassen, müssen wir in erster Linie die Entstehungsverhältnisse des Alföld in Betracht ziehen. Wir müssen uns vor allen anderen mitwirkenden Faktoren die physikalische Tatsache stets vor Augen halten, dass sich das Alföld noch nicht im Zustand der Ruhe befindet und dass durch die Wirkung der mit seinen tektonischen Bewegungen verbundenen Vorgänge auch die Ausgestaltung der geothermischen Gradienten beeinflusst wird.

Wenn wir die einzelnen Tiefbohrungen der angeführten Ortschaften des Alföld betrachten, muss es uns auffallen, dass auch zwischen den aus nahezu gleichen oder sogar identischen Tiefen ein und derselben Ortschaft gewonnenen geothermischen Gradienten Unterschiede zu beobachten sind. In Jászberény hat z. B. eine 252 m tiefe Bohrung einen Gradienten von 18 m, eine andere, 257 m tiefe einen solchen von 19 m. In Püspökladány ist der Gradient einer 209 m tiefen Bohrung 16 m, jener einer anderen, 207 m tiefen 14 m. In Büdszentmihály ist er bei 103 m 14 m, bei 110 m 12 m. In Derecske findet man bei 176 m 11 m, bei 170 m 15 m, in Berettyóújfalu bei 225 m 13 m, bei 252 m 12 m, in Sarkad ergab ein, 347 m tiefer artesischer Brunnen 15 m, ein zweiter, in der Nähe gebohrter, ebenfalls 347 m tiefer Brunnen 20 m als Gradienten; in Békéscsaba ist der Gradient eines 418 m tiefen Brunnens 25 m, jener eines 420 m tiefen aber 22 m u. s. w.

Aber auch in einer und derselben Tiefbohrung kann der geothermische Gradient in verschiedenen Tiefen verschieden sein. Im 224 m tiefen artesischen Brunnen der Jászberényer Vallus-Dampfmühle ist der aus der Temperatur des aus einer Tiefe von 222—224 m aufsteigenden Wassers berechnete Gradient 18 m, während das gleiche Verfahren aus dem Wasser der Zone zwischen 100—110 m einen Wert von 9 m ergibt. Der in Szeged-Alsótanya gebohrte, 206 m tiefe Brunnen ergab aus 202—206 m einen Gradienten von 19 m, aus 142 m einen solchen von 15 m u. s. w.

In Anbetracht unserer verlässlichen Messungen wäre es jedenfalls unbegründet, wenn jemand annehmen wollte, dass die hier angeführten, sowie auch die in unsere Tabelle I aufgenommenen übrigen Werte, die das Schwanken des geothermischen Gradienten in so auffälliger Weise bekunden, alle nur dadurch zustande gekommen wären, dass die Berechnungen ohne die genaue Kenntniss der Tiefe der wasserspendenden Schichten durchgeführt worden wären.

Wenn wir nun nicht allein die auf engere Gebiete oder einzelne Tiefbohrungen des Alföld beschränkten Änderungen des geothermischen Gradienten, sondern auch die verschiedenen, von einander entfernt gele-

genen Teile des Alföld zum Vergleich heranziehen, so können wir jedenfalls feststellen, dass am Alföld nirgends eine noch so kleine Stelle bekannt ist, wo der geothermische Gradient den als normal angenommenen Wert auch nur annähernd erreichen würde, sondern, dass dieser Wert sehr verschieden, überall gering und in jeder Tiefe anders ist.

Auf einem so ausgedehnten Gebiet, wie der durchforschte Teil des Alföld, wo die geothermischen Gradienten sowohl im allgemeinen, als auch einzeln betrachtet mit so auffallend niedrigen Werten vertreten sind, denen ähnliche bisher noch nirgends bekannt wurden, kann die aussergewöhnliche Niedrigkeit und die grosse Veränderlichkeit dieser Werte zwar vielleicht z. T. auf die nachfolgend angeführten Ursachen zurückgeführt werden, den weitaus grössten Einfluss auf ihre Ausgestaltung hatten und haben aber auch gegenwärtig bestimmt jene Vorgänge, die mit der Entstehung des Alföld verbunden sind.

Die möglichen Ursachen der niedrigen und abwechslungsreichen geothermischen Gradienten des Alföld sind die folgenden. :

a) Die verschiedene Wärmeleitungsfähigkeit der Gesteine.

Die tiefsten im Untergrund des Alföld bisher bekannten Schichten bestehen hauptsächlich aus den grösstenteils tonigen und sandigen Ablagerungen von Flüssen, kleineren Seen und Sümpfen. Einheitlichere und beständigere Schichtenserien sind nur dort anzutreffen, wo zwischen den grossen Rücken des Alföld die gegenseitige Entfernung der Randschollen eine grössere ist und folglich ausgedehntere Becken zustandekommen konnten; sonst sind überall die mit- und übereinander häufig abwechselnden, bezeichnenden Ablagerungen der tief gegen das Innere des sinkenden Alföld vorgestreckten Schuttkegel und Schutthalden anzutreffen.

Das qualitative Verhältnis der sandigen und tonigen Ablagerungen ist an den verschiedenen Teilen des Alföld verschieden, da in den zwischen den tiefer gesunkenen Randschollen gelegenen Becken die tonigen, im Bereich der Schutthalden und Schuttkegel die sandigen Ablagerungen vorherrschen. Da nun zwischen der Wärmeleitungsfähigkeit der sandigen und tonigen Ablagerungen ein Unterschied angenommen werden kann, lassen sich die Schwankungen der geothermischen Gradienten — z. T. wenigstens — auf diesen Unterschied, respektive auf die je nach der Gegend verschieden häufige Abwechslung der sandigen und tonigen Ablagerungen zurückführen.

Die Wärmeleitungsfähigkeit des feuchten Tones ist 0·00250, jene des Sandes im gleichen Zustand 0·00105. Im trockenen Zustande sind aber die Werte wieder ganz verschieden: beim Ton 0·00350, beim Sand 0·00820 (**15**).

Diese Gesteine können schon bei geringer Ausdehnung und Mächtigkeit die Zahlenwerte der geothermischen Gradienten beeinflussen, wo aber das eine oder das andere in grösserer Menge auftritt, wird naturgemäss auch ihr Einfluss in der entsprechenden Richtung vergrössert, abgesehen von dem Umstand, dass die Wärmeleitungsfähigkeit sogar bei Gesteinen von vollkommen identischer mineralogischer Zusammensetzung je nach der Korngrösse verschieden sein kann.

Schon aus den uns bisher zur Verfügung stehenden Bohrprofilen des Alföld kann festgestellt werden, dass der vom Berettyó und vom Sebeskörös nordnordöstlich gelegene Teil desselben an tonigen Ablagerungen viel reicher ist, als die südlich von diesen Flüssen gelegene, aus Schutthalden und Kegeln aufgebaute Gegend und es ist wahrscheinlich, dass auch der auffallend grosse Unterschied der geothermischen Gradienten dieser auch petrographisch verschiedenen Gegenden — z. T. wenigstens — auf das Vorherrschen der tonigen, respektive sandigen Sedimente zurückzuführen ist.

Der oben erwähnte, tonige Abschnitt des Alföld ergab die folgenden Werte des geothermischen Gradienten: Szolnok (280 m tiefer artesischer Brunnen) 20 m; Szajol (496 m) 27 m; Törökszentmiklós (410 m) 24 m; Jászdózsa (218 m) 23 m, Kunhegyes (324 m) 24 m, Kunmadaras (83 m) 11 m, Mezőtúr (439 m) 21 m und (392 m) 20 m, Túrkeve (312 m) 21 m, Kaba (56 m) 10 m und (106 m) 14 m, Fegyvernek (396 m) 25 m, Debrecen (134 m) 15 m u. s. w.

Demgegenüber lieferte der südöstliche, sandige Teil des Alföld die folgenden Gradienten: Sárrétudvari (133 m) 12 m, Szarvas (346 m) 16 m, Berettyóújfalu (289 m) 16 m und (252 m) 12 m, Biharnagybajom (143 m) 12 m, Kőrösladány (416 m) 19 m, Sáp (212 m) 15 m, Békéscsaba (197 m) 18 m, Sarkad (336 m) 15 m, Békéssámson (158 m) 12 m, Kunszentmárton (219 m) 12 m, Magyarbánhegyes (150 m) 11 m u. s. w.

b) Die Wirkung tektonischer Ursachen.

Die Faktoren, die in den oben erwähnten, durch verschiedene Sedimente charakterisierten Gebieten des Alföld die Abweichungen der geothermischen Gradienten verursachen, bringen in horizontalen Schichten andere Werte zustande, wie in schiefen. Diese Regel ist im allgemeinen selbstredend für das ganze durchforschte Gebiet gültig.

Der grösste Teil der das Alföld aufbauenden Sedimente zeigt mehr oder minder geneigte Schichten, gleichgültig, ob Brüche oder Falten als für die Tektonik des Alföld bezeichnend angenommen werden. Die Lage der Schichten beeinflusst aber in hohem Masse die Wärmeleitungsfähigkeit derselben. Die Wärmeleitungsfähigkeit ist nämlich bei horizontalen und geneigten Schichten verschieden.

Nach den Messungen von JAMETTAZ an den Gotthard-Gneisen ist für die Wärmeleitungsfähigkeit der horizontalen Schichten die Gleichung $A_1 : A_2 = 1 : 1{\cdot}50$, für die senkrecht zu diesen stehenden Schichten aber die Gleichung $K_1 : K_2 = 1 : 1{\cdot}25$ gültig (16).

Diese Verhältniszahlen beziehen sich aber nur auf trockene Gesteine, der feuchte Zustand ergibt für dieselben Gesteine in denselben Lagen abweichende Resultate (17).

Selbstredend habe ich hier die Resultate der Berechnungen von JAMETTAZ und KÖNIGSBERGER nur vergleichsweise angeführt, denn abgesehen davon, dass es bedenklich wäre, wenn man sich auf die Resultate Anderer berufen wollte, ohne selbst ähnliche Messungen durchgeführt zu haben, besitzen die sandigen und tonigen Ablagerungen des Alföld jedenfalls eine andere Wärmeleitungsfähigkeit, wie die Gesteine der oben angeführten Beispiele.

In der Reihe der die Änderungen der Wärmeleitungsfähigkeit und somit auch der geothermischen Gradienten hervorrufenden, tektonischen Ursachen kann auch die von einem ungarischen Forscher angenommene, gefaltete Struktur des Alföld erwähnt werden (18). Diese Annahme akzeptierend, müsste man in erster Linie die Antiklinalen und Synklinalen beachten, denn diese Faltungsformen müssten, wenn sie tatsächlich vorhanden wären, die geothermischen Gradienten des Alföld jedenfalls erheblich beeinflussen.

VAN OSTRAND gelangte nämlich nach zahlreichen Messungen zu dem Resultat, dass die geothermischen Gradienten in den Antiklinalen und in der Nähe derselben niedriger sind, als in den Synklinalen (19).

CH. WASHBURNE schreibt die in den Antiklinalen gefundenen, niedrigen geothermischen Gradienten den heraufbrechenden, abnormal warmen Wässern zu (20). Dem gegenüber führt W. THOM die niedrigen Gradienten des von WASHBURNE untersuchten Gebietes auf tektonische Bewegungen zurück (21).

Wollten wir auch annehmen, dass die Struktur des Alföld nicht brüchig, sondern — wie ein neuerer Forscher behauptet — gefaltet sei, genügen die wenigen und noch nicht hinlänglich bewiesenen Daten, die die

angebliche Faltung des Alföld bekunden sollten, noch keineswegs, um Schlüsse bezüglich der geothermischen Gradienten zuzulassen.

Wie dem auch sei, lassen sich die in den vorausgesetzten Antiklinalen nachweisbaren, niedrigen Gradienten auch auf Grund der durch die verschiedene Lage ihrer Schichten bedingten, verschiedenen Wärmeleitungsfähigkeit erklären.

Aber auch wenn wir an unserem ursprünglichen Standpunkt festhalten, wonach das Alföld als ein längs Bruchlinien im Umkreis von Kerngebirgsrücken linsenförmig gesunkenes Gebiet anzusehen ist, werden die geothermischen Gradienten durch die hierbei entstandenen tektonischen Dislokationen in demselben Sinne beeinflusst, wie bei der Annahme der Faltung.

Die sich hervorhebenden Kerngebirgsrücken, die tieferen Teile des Beckens, d. h. die Unebenheiten des Alföld, sowie die verschiedenen Lagerungsverhältnisse der diese Unebenheiten überlagernden und sich ihren Formen anschmiegenden Schichten sind alle, einzeln für sich genommen Faktoren, die bei den Änderungen der geothermischen Gradienten als Ursachen mitwirken können.

c) Die Wirkung der durch die Zersetzung organischer Substanzen produzierten Wärme.

Beträchtliche Schwankungen der Temperatur können auch durch die bei der Zersetzung der in den tieferen Schichten des Alföld vorhandenen organischen Substanzen verursacht werden. Aus den Profilen sehr zahlreicher Tiefbohrungen des Alföld sind Torflagen und Lignitschmitze von verschiedener Ausdehnung und Mächtigkeit bekannt geworden. In den nordwestlichen und nordöstlichen Teilen des Alföld, besonders aber im Untergrund des von den Kőrös-Flüssen nördlich gelegenen Teiles bildet der Lignit zwischen den tonigeren pannonischen und levantinischen Sedimenten stellenweise auch ausgedehntere Flöze, namentlich z. B. bei Balmazújváros, Hajdúszoboszló, Nyirbátor und Kecskemét, doch ist er auch im Untergrund der südöstlichen, durch Schutthalden und Schuttkegel gekennzeichneten Teile des Alföld sehr häufig, obzwar er hier keine ausgedehnteren Lagen mehr bildet.

Die Zersetzung dieser organischen Stoffe verursacht eine ihrer Quantität und Qualität entsprechende Zunahme der Temperatur, so, dass der geothermische Gradient in den darübergelagerten Schichten erheblich niedriger ist, als in den darunterliegenden. Leider ist es mir nicht gelungen, diese temperaturerhöhende Wirkung in unseren artesischen Tiefbohrungen quantitativ zu messen oder zu berechnen, doch sei es hier beispielsweise

erwähnt, dass in der Tiefbohrung von Paruschowitz der geothermische Gradient oberhalb der kohlenführenden Schichte mit 25 m, unterhalb derselben aber mit 35 m festgestellt wurde. Im Braunkohlenbergwerk von Ossig ist der Gradient oberhalb der Kohlenflöze 5 m, oberhalb der englischen Anthrazitflöze aber schon 27—29 m, also nahezu normal.

d) Die Wirkung der Gasvorkommen.

Im Gegensatz zu der wärmesteigernden Wirkung der Lignite wirken die Gasvorkommnisse — trotz der gelegentlich ihrer Bewegung entstehenden Reibung — infolge ihrer Dilatation abkühlend auf ihre Umgebung.

Das Vorkommen von Gasen im Untergrund des Alföld kann als allgemein bezeichnet werden. In fast allen tieferen, 300—400 m erreichenden Bohrungen konnte das Vorhandensein von Gasen, besonders von Erdgas in grösseren oder geringeren Mengen nachgewiesen werden. Sie steigen gewöhnlich in Begleitung des artesischen Wassers herauf und ihre Menge kann stellenweise als ansehnlich bezeichnet werden.

Aus den artesischen Bohrungen von Püspökladány, Karcag, Nádudvar, Berettyóújfalu, Eszlár, Békéscsaba, Orosháza, Tótkomlós, Mezőhegyes, Csanádapáca, Református-Kovácsháza, Pitvaros, Nagymajláth, Derekegyháza, Fábiánsebestyén, Ambrózfalva, Békéssámson, Csorvás, Kunágota, Nagyrábé, Lábod etc. steigt das Erdgas schon seit alten Zeiten empor.

Da diese Gase z. T. aus grösseren Tiefen abzuleiten sind, z. T. aber auch in einzelnen, ihre Entstehung ermöglichenden, viele organische Stoffe enthaltenden Schichten geringerer, bereits durch die bisherigen Bohrungen erreichter Tiefen sich ansammeln können, vermögen sie — zwischen den lockeren, nicht sehr ausgedehnten Schichten des Untergrundes komplizierte Wege durchlaufend und überall hingelangend — in den geothermischen Gradienten beträchliche Änderungen hervorzurufen.

Das Mass ihrer auf die Temperatur ihrer Umgebung ausgeübten Wirkung lässt sich aber — eben weil ihre Anwesenheit im Untergrund des Alföld ganz allgemein ist, — kaum feststellen. An den Stellen aber, wo sie in grösseren Mengen konstatiert werden können, stehen sie mit dem Bruchsystem des Alföld in Verbindung und hier kann das Mass ihrer Wirkung auf die Temperatur ihrer Umgebung deshalb nicht festgestellt werden, weil hier der Einfluss der Tiefenwässer vorherrscht, in deren Begleitung sie an die Oberfläche gelangen. Jene Stellen, wo die Gasvorkommen nicht mit nachweisbaren Bruchlinien zusammenhängen, wie z. B. Karcag, Békéscsaba, Derekegyháza, Fábiánsebestyén, Lábod u. s. w., zeigen grosse Gradienten und es ist möglich, dass die Gase an der Erhöhung derselben ebenfalls beteiligt sind.

e) Wirkung der Luft.

Ein sehr wichtiger Faktor bei der Ausgestaltung der geothermischen Gradienten des Alföld ist die Luft als sehr schlechter Wärmeleiter. Es ist eine bekannte Erscheinung, dass die oberflächlichen Schichten des Untergrundes am Alföld bis zu geringen Tiefen auf die Schwankungen der Lufttemparatur reagieren und wir verlegten die Grenze, bis wohin sich der Einfluss der Luft im allgemeinen bemerkbar macht, in eine Tiefe von 20 m. In Ermangelung entsprechender Messungen lässt es sich aber sehr schwer feststellen, wie gross eigentlich die Tiefe ist, in der die Schwankungen der Lufttemperatur keine beträchtlicheren Schwankungen in der Temperatur des Untergrundes mehr verursachen können.

Durch die Rohre der gebohrten Brunnen, besonders der erschöpften sog. „Tröpfelbrunnen" gelangt die Luft auch in grössere Tiefen des Untergrundes hinab. Die in den durch die losen Sedimente der vom Rande der hereinragenden Schutthalden und Schuttkegeln herabsickernden Wässern enthaltene Luft steigt, wenn sie zu den Enden der Rohre gelangt, wie der Luftstrom der Ventillatoren aufwärts. Durch diese Zirkulation der Luft kann aber die Temperatur des Untergrundes und somit auch der geothermische Gradient in hohem Masse beeinflusst werden.

Die Wirkung der durch das Mutterrohr der Tropfbrunnen eindringenden, die Wärme schlecht leitenden Luft ist am Beispiel der nachstehend angeführten, erschöpften artesischen Brunnen des Alföld deutlich zu erkennen:

Das Wasser des im Jahre 1880 am Marktplatz von Hódmezővásárhely mit einem Durchmesser von 212 mm begonnenen, 197·84 m tiefen Brunnens hatte nach den in 1880 durchgeführten Messungen eine Temperatur von 19 C⁰, im Jahre 1928 aber, als der ursprüngliche Wasserertrag bereits um 80 % abgenommen hatte, wurde einer Temperetur von 17.5 C⁰ gemessen.

Die Temperatur des im Jahre 1889 mit einem Durchmesser von 390 mm begonnenen, 217·22 m tiefen Brunnens der Eisenbahnstation Szeged-Rókus war im Jahre 1889 21·25 C⁰, im Sommer 1928 aber 20·8 C⁰.

Das Wasser des in 1890 am Kossuth-Platz von Szarvas mit einem Durchmesser von 350 mm begonnenen artesischen Brunnens hatte in 1890 24 C⁰, in 1928 aber 23 C⁰.

Weitere Daten:

Hódmezővásárhely, Nagy András-Stiftung, Anfangsdurchmesser 390 mm, Tiefe 252·59 m, im Bohrungsjahr (1883) 20 C⁰, in 1928 bloss 19·8 C⁰.

Kisújszállás, Eisenbahnstation, Durchmesser 150 mm, Tiefe 182·94 m, im Bohrungsjahr (1897) 21·5 C°, in 1928 20·8 C°.

Gyula, Első Gyulai Gőzmalom, Tiefe 300 m, im Bohrungsjahr (1902) 25 C°, in 1928 23·5 C°.

Békéscsaba, Treffpunkt der Bánát- und Bocskay-Gassen, Tiefe 420·40 m, im Bohrungsjahr (1912) 28 C°, in 1928 25 C°.

Kunszentmárton, Eisenbahnstation, Durchmesser 105 mm, Tiefe 224 m, im Bohrungsjahr (1907) 25·3 C°, in 1928 25 C°.

Es könnten aus der Reihe der uns zur Verfügung stehenden, auf Tropfbrunnen des Alföld bezüglichen Daten noch recht zahlreiche Beispiele zur Dokumentierung der Tatsache angeführt werden, dass die Temperatur der tieferen Schichten durch die in das für die verringerte Wassermenge zu weit gewordene Rohr eindringende Luft abgekühlt wird und somit höhere geothermische Gradienten ergibt. Die in der Temperatur der erschöpften und der vor längerer Zeit gebohrten Brunnen eingetretenen Änderungen können zwar ausser der Luft auch noch durch andere Faktoren verursacht worden sein, jedenfalls ist es aber auffällig, dass solche Temperaturabnahmen am häufigsten bei Tropfbrunnen anzutreffen sind.

f) Die Wirkungen der Radium-Emanationen.

In manchen der am Rande des Alföld heraufbrechenden Thermen, in erster Linie in jenen von Budapest wurden Radium-Emanationen nachgewiesen. Aus dem inneren des Alföld sind solche nicht bekannt, doch wenn man auch ihr Vorhandensein annehmen wollte, könnte ihnen von unserem Gesichtspunkt doch keine Bedeutung zugeschrieben werden. Die Wärmeproduktion der radioaktiven Emanationen wurde zwar zur Erklärung der Änderungen des geothermischen Gradienten herangezogen, nach den im Jahre 1905 in Joachimstal durchgeführten Untersuchungen von Mache und Meyer haben aber die Radium-Emanationen keinen Einfluss auf die Grösse des geothermischen Gradienten (24).

g) Andere, weniger in Betracht kommende Wirkungen.

Bei der Erforschung der die Ausgestaltung der geothermischen Gradienten des Alföld beeinflussenden Faktoren könnte man auch an die Wirkung postvulkanischer Gase und Dämpfe denken, da das Alföld durch einen jungen vulkanischen Kranz umgeben ist. Weiters könnte man an die Wärme produzierende, respektive konsumierende Reaktion der Umkristallisationsvorgänge, an die Wirkung der durch die in den Gesteinen vor sich gehenden Oxydationsvorgänge erwärmten Luft, sowie schliesslich auch an

die Wirkung der aus dem Druck der Schichten resultierenden Wärme denken. Alle diese Faktoren sind aber für unsere speziellen Verhältnisse recht problematisch und können neben den die Verschiedenheit der geothermischen Gradienten des Alföld verursachenden exakteren Momenten kaum in Betracht kommen.

h) Die Rolle der Tiefenwässer.

Von den die Ausgestaltung der geothermischen Gradienten des Alföld beeinflussenden Faktoren will ich die Rolle des Wassers absichtlich zuletzt besprechen.

Ich tue dies nicht allein deshalb, weil wir — wie bereits ausgeführt wurde — die geothermischen Gradienten des Alföld aus der Temperatur des überfliessenden Wassers der artesischen und gebohrten Brunnen, nicht aber aus der Lufttemperatur trockener Bohrungen berechnet haben, sondern besonders deshalb, weil eigentlich die Wirkung der Tiefenwässer auf die Temperatur des Untergrundes den wichtigsten, bei Weitem vorherrschenden Umbildungsfaktor darstellt, der für die geothermischen Gradienten des Alföld ausschlaggebend ist, respektive die Erklärung für die Ursachen ihrer Abnormität liefert.

Dies sind jene gewissen Tiefenwässer, bei deren Emporsteigen uns die hydrostatischen Gesetze im Stich lassen und deren grösster Teil von LÓCZY sen. als problematische oder pneumatische Wässer bezeichnet wurde (26). Nach der Ansicht WESZELSZKY's werden sie nicht durch einfachen hydrostatischen Druck heraufbefördert, sondern aus den verwitterten und hochgradig hydratisierten, mit Wasser gesättigten Gesteinen als nicht juvenile Wässer durch den gewaltigen Druck hervorgepresst, dem diese Gesteine ausgesetzt werden, wenn sie der allmählichen Senkung des Alföld zufolge in tiefere Regionen der Erdkruste hinabsinken (25). Wenn man von den die Verschiedenheit der geothermischen Gradienten des Alföld verursachenden Faktoren die Rolle des Wassers einfach fortlassen und nur die Folgen der oben besprochenen Ursachen in die Rechnung stellen könnte, würden sich für das Alföld von den tatsächlichen gänzlich abweichende Geoisothermen ergeben. In diesem Falle würde man höchst wahrscheinlich — von geringeren Abweichungen abgesehen — der Norm näher stehende Werte der geothermischen Gradienten erhalten, die wahrscheinlich in erster Linie durch stratigraphische Ursachen und dann durch die verschiedene Wärmeleitungsfähigkeit der Gesteine determiniert würden.

Das Alföld, als der in einzelnen Teilen am tiefsten gesunkene Abschnitt des Grossen Ungarischen Beckens wurde durch lockere Sedimente

aufgeschüttet und die ursprünglich höher, an der Oberfläche gelegenen und vorwiegend unter Wasser abgelagerten, stark hydratisierten Gesteine sind — ihrer Porosität entsprechend — in ihrer gegenwärtigen Lage von sehr warmem Wasser durchtränkt. Überall am Alföld sind in allen Tiefen warme Wässer anzutreffen, deren Temperatur in keinem Verhältnis zu der Tiefe steht, die als ihr Ursprungsort angenommen werden kann.

Diese warmen Wässer, die — abgesehen davon, welchen Ursprunges sie sind und woher sie kommen — in grösseren oder geringeren Mengen überall im Untergrund des Alföld gegenwärtig sind, zirkulieren im verwickelten Labyrinth der losen Schichten, wobei sie die Wirkung aller übrigen Faktoren, die bei der Ausgestaltung der geothermischen Gradienten des Alföld in Betracht kommen können, abstumpfen, auf ein Minimum reduzieren, ja stellenweise sogar gänzlich aufheben.

Dies ist um so mehr der Fall, da die übrigen Faktoren, namentlich die verschiedene Wärmeleitungsfähigkeit der verschiedenen Gesteine, die tektonischen Verhältnisse, die bei der Zersetzung organischer Substanzen entstehende Wärme, die Anwesenheit von Gasen, der Einfluss der Luft und der Radium-Emanationen z. T. eine steigernde, z. T. eine vermindernde Wirkung auf die Ausgestaltung der Gradienten ausüben, so, dass sie sich an sehr vielen Stellen und in manchen Situationen gegenseitig neutralisieren können. Gerade aus diesem Grund war es berechtigt, wenn wir vorhin behaupteten, dass man, wenn man die Rolle des Wassers aus der Reihe der bei der Ausgestaltung der Gradienten des Alföld mitwirkenden Faktoren ausschalten könnte, auch hier den normalen näher stehende Werte mit geringeren Schwankungen erhalten würde. In Wirklichkeit ist aber die Wirkung der überall im Untergrunde des Alföld vorhandenen, gewaltigen Tiefenwassermengen eine dermassen dominierende, dass neben ihr alle übrigen Einflüsse auf ein Minimum zusammenschrumpfen.

Der ausgleichende Einfluss der Tiefenwässer des Alföld ist auch an solchen Stellen ausschlaggebend, wo nebenbei auch irgend einer der sonstigen, bei der Ausgestaltung der Gradienten in Betracht kommenden Faktoren in erhöhtem Masse mitwirken kann, wie z. B. die Luft in den näher zur Oberfläche gelegenen Schichten, — denn auch hier ist überall das Wasser als ein Medium vorhanden, dessen Wärmeleitungsfähigkeit jene der Luft mindestens hundertfach übertrifft.

Die ausgleichende Wirkung der Tiefenwässer kann sich zwar auch in den tieferen Schichten des Alföld im Verhältnis zu ihrer Menge, Zusam

menzetzung, Temperatur und zur Geschwindigkeit ihrer Bewegung mit verschiedener Intensität geltend machen, jedenfalls ist sie aber allen übrigen in Betracht kommenden Faktoren weitaus überlegen. Ihre dominierende Wirkung wurde auch dadurch vervielfacht, dass der Gleichgewichtszustand ihrer Bewegung durch die zu tausenden gebohrten Brunnen von der artesischen Spannung befreit, also erheblich gestört wurde, wodurch jedenfalls auch die Aktionsfähigkeit des Wassers vergrössert wurde.

IV.
DIE GEOTHERMISCHEN TIEFENZONEN DES ALFÖLD.

Aus der Tatsache, dass die ausgleichende Wirkung der im Untergrund des Alföld zirkulierenden Tiefenwässer den Einfluss aller übrigen in Betracht kommenden Faktoren paralysiert, geht es von selbst hervor, dass wir, wenn wir die Ausgestaltung der geothermischen Gradienten des Alföld besprechen, in erster Linie und zumeist fast ausschliesslich die Rolle des Wassers in die Rechnung stellen müssen.

Die Richtigkeit dieser Konklusion zeigt und rechtfertigt am schönsten die Verteilung der geothermischen Gradienten nach der Tiefe. Wenn wir nämlich die Tiefbohrungen, aus denen die Gradienten des Alföld abgeleitet wurden, nach ihrer Tiefe, von der geringsten bis zur grössten tabellarisch ordnen, gelangen wir zum Resultat, dass sich der Untergrund des Alföld in mehrere geothermische Tiefenzonen mit von einander abweichenden Temperaturen einteilen lässt, wobei jeder Zone ein bezeichnender Gradient zukommt.

Der Ort des Brunnens	Tiefe m	Geoth. Grad. m	Der Ort des Brunnens	Tiefe m	Geoth. Grad. m
Tiszafüred	48	8	Fehérgyarmat	45	5
„	47	8	Gacsáj	41	5
Nagyhortobágy	40	5	Nyirábrány	46	6
Óhat-Pusztakócs	40	5	„	29	3
Hajdúnánás	47	6	Monostorpályi	42	5
Hajdúhadház	45	6	Sárbogárd	45	5
„	46	6	Mánfa	44	4
Kemecse	45	6	Kunszentmiklós	51	5
„	42	5	Rétszilas	48	5

Der Ort des Brunnens	Tiefe m	Geoth. Grad. m	Der Ort des Brunnens	Tiefe m	Geoth. Grad. m
Hatvan	60	4	Nagyecsed	78	7
Törökszentmiklós	93	14	Nyiradony	65	11
Tiszafüred	65	9	„	58	11
„	83	11	Monostorpályi	57	7
„	65	9	Nádudvar	78	9
Kunmadaras	83	11	Kaba	56	10
Bahnwächterhaus Nr. 11.	79	11	Gyula	92	13
„ „ 107.	96	9	Békéscsaba	55	7
Bocskai-Garten	68	9	Tótkomlós	57	6
Balmazújváros	86	7	Kecskemét	85	15
„	67	7	Hódmezővásárhely	90	10
Óhat-Pusztakócs	70	8	Pirtó	70	10
Folyás	90	10	Tájó	50	5
Szentmargitapuszta	93	9	Harkapuszta	50	5
Tiszapolgár	91	10	Szabadszállás	54	7
„	83	10	„	64	8
Tiszadada	68	9	„	54	7
„	68	9	Kunszentmiklós	80	8
Tiszalök	67	9	„	51	5
„	90	9	Paks	70	8
Büdszentmihály	95	9	Ercsi	74	9
„	88	9	„	90	10
Rakamaz	87	10	Gödöllő	97	13
Királytelek	90	10	Tolna—Tamási	68	9
Szerencs	98	9	Sárosd	70	9
Taktaszada	80	10	Sárbogárd	94	10
Prügy	80	9	Sárkeresztúr	64	6
Vámospércs	83	14	Sárszentmiklós	53	7
Kemecse	68	9	Újdombovár	98	10
Kisvárda	74	11	„	100	10
Apagy	70	11	Bátaszék	80	7
Nyírbátor	71	11	„	91	9
„	71	11	„	81	8
„	87	16	„	80	7
Mátészalka	82	8	Baja	58	9
„	80	7	Gara	80	11
Csenger	72	10	Vaskút	80	11

Der Ort des Brunnens	Tiefe m	Geoth. Grad. m	Der Ort des Brunnens	Tiefe m	Geoth. Grad. m
Szigetvár	92	10	Szeged-Nagyszéksós	112	13
Isaszeg	74	10	Kistelek	142	14
Tura	65	10	„	148	14
Hajdúszoboszló	69	5	Derekegyháza	110	14
Aba-Sárkeresztur	65	6	Cegléd	130	11
Vásárosnamény	85	7	„	140	12
Királyhegyes	97	8	„	119	10
Apátfalva	86	10	„	127	13
Almáskamarás	67	10	„	134	13
Eszeny	67	7	Kiskőrös	110	15
Poroszló	56	8	Kalocsa	103	19
Tiszaigar	75	12	Dunaföldvár	108	12
Báránd	93	9	Adony-Pusztaszabolcs	102	11
Hajdúszovát	92	8	Paks	110	13
„	86	9	Alcsút	126	17
Tetétlen	91	9	„	129	14
Újfehértó	53	6	Székesfehérvár	132	18
Gyömrő	103	12	„	102	16
Jászberény	100	9	Seregélyes	132	12
Vámosgyörk	150	14	Sárosd	102	10
Karcag	100	11	Keszőhidegkút-Gyönk	145	15
Püspökladány	150	11	Újdombóvár	108	10
Debrecen	103	8	„	123	11
„	135	15	Ódombóvár	111	10
„	138	15	Bátaszék	110	10
„	127	15	„	115	10
Büdszentmihály	101	14	Bonyhád	128	10
„	110	12	Apostag	113	15
Szerencs	130	14	Tóalmás	120	16
Taktaharkány	143	12	Majsamiklósvár	116	10
Nagyléta	118	16	Kübekháza	144	15
Esztár	120	14	Kiskundorozsma	132	14
Kaba	106	14	„	145	15
Orosháza	130	12	Deszk	145	12
Makó	142	16	Magyarcsanád	117	14
Szeged	115	13	Kövegy	137	16
Szeged-Alsótanya	142	15	Magyarbánhegyes	150	11

Der Ort des Brunnens	Tiefe m	Geoth. Grad. m	Der Ort des Brunnens	Tiefe m	Geoth. Grad. m
Mezőkövesd	103	12	Szeged	190	17
Mezőkeresztes	110	13	„	180	19
Báránd	148	14	„	175	17
Sárrétudvari	133	12	Szentmihálytelek	187	18
Földes	128	17	„	178	19
Tetétlen	150	12	Kistelek	198	19
Pusztaföldvár	142	9	„	180	19
Gyöngyöshalász	150	13	„	180	19
Hatvan	198	19	Kunszentmárton	198	15
Kisújszállás	179	14	Cegléd	175	13
Püspökladány	188	16	„	152	14
„	198	14	„	154	15
„	200	14	„	160	13
„	150	11	„	158	14
Hajdúnánás	179	15	Kecskemét	190	22
„	200	16	Újkécske	186	14
Taktaszada	179	14	„	192	15
Derecske	170	13	Ókécske	198	15
„	170	11	„	180	15
„	172	11	Tiszavárkony	185	13
„	165	15	Kalocsa	170	20
Sáp	171	12	Kunszentmiklós	196	15
Biharnagybajom	178	14	Adony-Pusztaszabolcs	190	16
„	193	12	Ercsi	160	14
Kötegyán	190	18	Bicske	200	22
Békéscsaba	160	17	Székesfehérvár	194	24
„	197	18	Tolnanémedi	170	10
Makó	190	18	Újdombovár	151	13
„	190	18	Majsamiklósvár	160	11
„	197	20	„	170	11
„	176	19	Bácsalmás	176	20
Földeák	192	19	Pécs	158	19
Vásárhelykutas	186	16	Harta	170	11
Hódmezővásárhely	196	17	Döbrőköz	170	16
„	192	17	Ószentiván	167	17
Szeged	196	16	Kiszombor	174	19
„	198	17	„	165	18

Der Ort des Brunnens	Tiefe m	Geoth. Grad. m	Der Ort des Brunnens	Tiefe m	Geoth. Grad. m
Deszk	170	18	Földeák	212	19
Szegvár	153	18	Hódmezővásárhely	232	17
Báránd	172	14	„	223	16
Sárrétudvari	198	13	„	201	16
„	158	12	„	220	18
Békéssámson	158	12	„	210	18
Csány	180	15	„	225	19
Jászberény	240	19	„	231	19
„	248	19	„	218	20
„	232	18	„	220	18
„	222	18	Algyő	223	18
„	247	19	Szeged	225	19
Karcag	240	19	„	238	20
Püspökladány	203	14	„	227	17
„	204	14	„	238	18
„	205	16	„	236	18
Hajdúnánás	242	16	„	219	17
Taktaszada	237	18	„	215	19
Hoszúpályi	221	20	„	202	17
Nádudvar	218	17	„	230	18
Sáp	206	16	„	240	18
„	212	15	„	246	20
Füzesgyarmat	224	13	„	247	19
Gyula	241	21	„	231	18
„	210	21	„	240	18
„	240	21	„	238	18
Lökösháza	214	17	„	216	18
Gyoma	216	15	„	212	18
„	223	13	Szeged-Alsótanya	202	19
Túrkeve	233	20	Szeged-Szatymaz	212	18
Orosháza	230	13	„	210	18
„	220	17	Szeged-Felsőtanya	202	17
Nagyszénás	217	19	Mindszent	230	21
Makó	240	18	„	220	20
„	250	18	„	220	21
„	201	18	„	220	20
„	231	19	Szentes	241	17

Der Ort des Brunnens	Tiefe m	Geoth. Grad. m
Szentes	250	17
"	250	18
"	226	17
Kunszentmárton	219	13
Csongrád	227	19
"	221	19
"	241	19
"	235	19
"	230	19
"	238	19
Újkécske	210	16
Kiskunfélegyháza	232	22
"	231	23
"	247	22
"	240	21
Szekszárd	230	12
"	215	10
Baja	250	14
Dunavecse	230	16
Mosdós	228	22
Nagyatád	216	17
Kaposvár	244	17
"	220	16
Sövényháza	246	24
Fábiánsebestyén	215	19
Szegvár	227	20
"	250	21
Hernádnémeti	202	13
Jászdózsa	218	23
Farmos	220	17
Endrőd	232	18
Békésszentandrás	250	18
Nagykáta	276	18
Jászberény	254	18
Szolnok	280	20
Püspökladány	275	16
Debrecen	251	17

Der Ort des Brunnens	Tiefe m	Geoth. Grad. m
Derecske	258	15
Pocsaj	294	16
Nádudvar	258	17
Berettyóújfalu	273	14
"	252	11
"	252	12
"	289	14
"	298	14
"	288	14
Szeghalom	291	14
Gyula	263	22
"	290	22
Békéscsaba	297	20
"	260	19
Szarvas	261	17
"	273	18
Kondoros	280	19
Orosháza	267	14
Makó	285	19
Hódmezővásárhely	270	20
Szeged	270	21
Szentes	265	19
"	261	20
"	268	20
"	273	20
"	268	17
"	251	17
"	261	19
"	274	19
Pusztakengyel	280	18
Nagymágocs	283	19
Kiskunfélegyháza	270	22
Dunaföldvár	274	17
Adony-Pusztaszabolcs	260	18
Baja	251	22
Dömsöd	280	16
Abony	280	18
Csanádpalota	280	19

Der Ort des Brunnens	Tiefe m	Geoth. Grad. m
Tarnaőrs	270	17
Mesterszállás	270	16
Heves	328	22
Kunhegyes	324	24
Biharnagybajom	330	17
Dévaványa	304	17
"	302	17
Kötegyán	338	20
Sarkad	336	15
"	334	20
"	330	20
Békéscsaba	320	21
"	318	20
"	322	21
"	322	23
"	301	21
Kétegyháza	350	22
Gyoma	301	18
Turkeve	312	21
"	310	25
Orosháza	310	16
"	320	16
Tótkomlós	320	16
Szeged	338	20
"	302	22
Szentes	313	22
Csongrád	306	18
Baja	346	19
Mánfa	318	11
Abony	310	16
Kiszombor	300	20
Battonya	336	23
Sárszentlőrinc	300	13
Tápiógyörgye	372	15
Mezőtúr	392	20
Túrkeve	353	22
Csorvás	382	16
Mezőhegyes	387	17

Der Ort des Brunnens	Tiefe m	Geoth. Grad. m
Pitvaros	360	18
Szeged	388	23
Ercsi	372	21
Tiszakürt	370	19
Fegyvernek	396	25
Szolnok	428	20
Törökszentmiklós	410	24
"	410	24
"	412	24
Kőrösladány	416	19
Békéscsaba	450	24
"	418	25
"	420	22
Mezőtúr	434	21
Szarvas	436	16
Orosháza	466	16
"	430	15
Csanádapáca	447	17
"	447	17
Nagymajláth	430	22
Mánfa	419	10
Nagyatád	403	17
Ambrózfalva	425	22
Szajol	496	27
Mezőberény	464	22
"	463	21
Orosháza	460	16
"	466	16
"	465	16
Mezőhegyes	451	19
Békés	580	22
Reformátuskovácsháza	517	18
Nagykőrös	562	21
Békés	728	25
Szolnok	872	19
Szeged	944	23
Hajdúszoboszló	1090	16

Wie aus den Angaben der obigen Tabelle III erhellt, zeigen die geothermischen Gradienten des Alföld mit zunehmender Tiefe eine mit der Tiefe nicht überall proportionale, aber doch deutliche Zunahme. Diese Erhöhung ist jedoch nicht kontinuierlich, in gewissen Tiefen zeigen sich Lücken und diese genügen schon an und für sich, um die Abgrenzung der einzelnen geothermischen Tiefenzonen des Alföld zu ermöglichen. Die Gruppierung der Daten nach der Tiefe erscheint aber nicht allein auf Grund der sich in ihrer stufenweisen Erhöhung offenbarenden Differentiation berechtigt, sondern auch durch den Umstand, dass jede dieser Tiefenzonen für sich Gradienten von solcher Grösse und Verteilung aufweist, die eben nur für die betreffende Zone bezeichnend sein kann.

In die Tabelle wurden nur die Gradienten solcher Brunnen aufgenommen, die durch eine einzige Schicht gespeist werden, damit die eventuell weniger verlässlichen Bohrungsdaten bei der Feststellung der Tiefenzonen keine Fehler verursachen können.

Die geothermischen Tiefenzonen des Alföld sind die folgenden:

a) Erste geothermische Tiefenzone.

Die erste geothermische Tiefenzone des Alföld reicht von der neutralen Zone, respektive von der Lössdecke, oder, wo diese fehlt, von der den Beginn des Mitteldiluviums bezeichnenden, allgemeinen blauen Tondecke bis zu einer Tiefe von ungefähr 100 m hinab.

In dieser Zone sind zwischen 3 m als dem niedrigsten und 16 m als dem höchsten Gradienten alle Zwischenwerte anzutreffen. Die Erhöhung der Gradienten mit zunehmender Tiefe ist zwar auch in dieser Zone deutlich zu erkennen, andererseits zeigen sich aber gerade hier die grössten Schwankungen der Werte. Von 0—50 m sind Gradienten von 5—6 m, von 50—100 m solche von 9—10 m am häufigsten.

Die erste geothermische Tiefenzone des Alföld ist demnach durch die niedrigsten und veränderlichsten Werte des geothermischen Gradienten gekennzeichnet.

b) Zweite geothermische Tiefenzone.

Diese lässt sich auf Grund der geothermischen Gradienten zwischen den Tiefen von 100 und 200 m feststellen. Der niedrigste Gradient ist hier 8 m, der höchste 22 m. Diese Zone ist durch Gradienten gekennzeichnet, die höher sind als in der ersten und im allgemeinen 17, 18 und 19 m betragen, doch sind zwischen den beiden extremen Werten auch hier alle Zwischenwerte vertreten, die aber stets mit der Tiefe proportional zunehmen.

c) Dritte geothermische Tiefenzone.

Diese ist durch geothermische Gradienten gekennzeichnet, die grösser sind, wie in den beiden vorherigen und die am wenigsten veränderlich sind. Sie liegt zwischen 200—400 m.

Es figurieren hier auf den engen Spielraum zwischen 18—23 m beschränkte Gradienten von beständigerem Charakter. Daneben kommen aber auch Werte zwischen 14—17 m ziemlich häufig vor, diese können aber, wie wir weiter unten sehen werden, als für die Zone nicht bezeichnende, nur an gewissen Stellen und unter gewissen Umständen auftretende, aussergewöhnliche Gradienten aufgefasst werden.

Diese Zone ist durch geothermische Gradienten um 20 m gekennzeichnet.

d) Vierte geothermische Tiefenzone.

Diese reicht von 400 m bis zu den durch die Bohrungen des Alföld bisher erreichten und bekannt gewordenen grössten Tiefen hinab. Es sind in ihr — von den für diese Zone nicht charakteristischen niedrigen Werten abgesehen — im allgemeinen Gradienten zwischen 20—27 m vorherrschend und bezeichnend.

In den auf Grund der geprüften geothermischen Gradienten festgestellten vier geothermischen Tiefenzonen des Alföld erfolgt — wie wir sahen — die Zunahme der Gradienten gegen die Tiefe nicht regelmässig.

* * *

Wenn wir innerhalb der vier Zonen die Verteilung der geothermischen Gradienten graphisch darstellen, zeigen — wie aus Fig. 1 ersichtlich — die Gradienten der beiden höheren Zonen eine von geringeren Abweichungen und Inflexionen unterbrochene, abwärts zunehmende Tendenz.

In der dritten geothermischen Tiefenzone schreitet jedoch die Zunahme der Gradienten, respektive der Temperatur gegen die Tiefe sehr langsam vorwärts, sie stockt sogar und macht eine Knickung, da in dieser Zone die Temperatur des Untergrundes nach allen Richtungen ziemlich gleichmässig verteilt ist und gegen die Tiefe kaum zunimmt.

In der vierten Tiefenzone nehmen zwar im Verhältnis zur Tiefe auch die Gradienten zu, aber bloss bis zu einer gewissen Tiefe und nur an gewissen Stellen. In vorläufig noch nicht genau bestimmbaren, ziemlich verschiedenen Tiefen gelangen die Werte der Gradienten auch innerhalb der vierten Zone zum Stillstand und zeigen in graphischer Darstellung eine Knickung, denn nicht die grössten Tiefen des Alföld lieferten die

höchsten Gradienten. Im Gegenteil besitzen die Wässer der tiefsten artesischen Brunnen des Alföld, wie z. B. jener von Hajdúszoboszló und Karcag im Verhältnis zur Tiefe ausserordentlich hohe Temperaturen, wodurch ihre geothermischen Gradienten sehr niedrig ausfallen. Der artesische Brun-

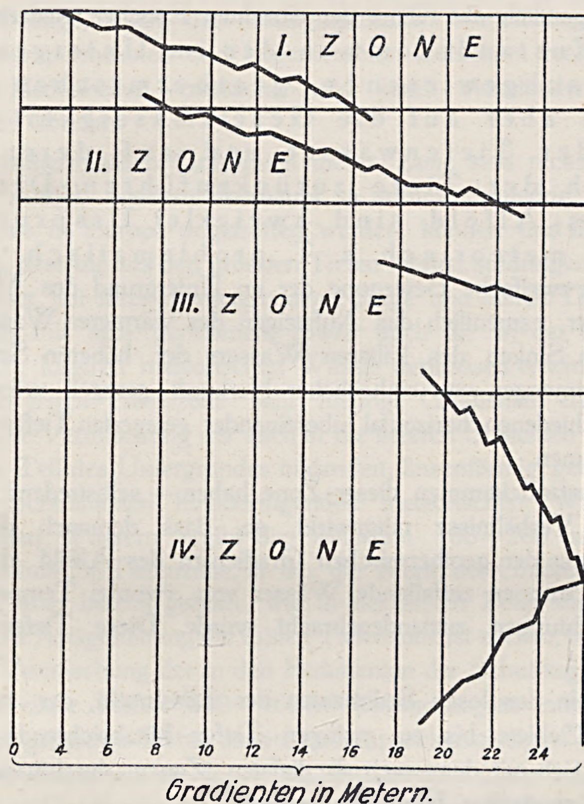


Fig. 1.
Graphische Darstellung der Gradienten innerhalb der Tiefenzonen.

nen Nr. 1 von Hajdúszoboszló liefert aus einer Tiefe von 1090 m 73°C gradiges, die gegenwärtig in der Arbeit befindliche Bohrung von Karcag aus einer Tiefe von 1170 m 75°C gradiges Wasser. Diese hohen Temperaturen stammen aus verhältnismässig so geringen Tiefen, dass sie samt den übrigen, bis zu den grössten Tiefen hinabreichenden Bohrungen deutliche Beweise dafür liefern, dass die geothermischen Gradienten innerhalb der vierten geothermischen Tiefenzone des Alföld nach der Tiefe zu beständig niedriger und niedriger werden.

Zu ähnlichen Resultaten, wie die Gliederung der geothermischen Tiefen-

zonen des Alföld gelangte auch Arctowski, der die Verteilung der geothermischen Gradienten besonders in den grösseren Tiefen, sowie deren einzelne Typen auf die in den einzelnen geologischen Epochen abgelagerten Schichten zurückführt. Nach Arctowski würden die geothermischen Gradienten eigentlich das Klima der einzelnen Epochen wiederspiegeln (27).

Das Zustandekommen der im Untergrunde des Alföld nachgewiesenen geothermischen Tiefenzonen ist aber auf die Gesetzmässigkeit der Bewegung der Tiefenwässer und auf deren Verteilung nach der Tiefe zurückzuführen. Die Tiefenwässer des Alföld sind zweierlei Ursprunges: sie sind z. T. meteorisch, z. T. problematisch.

Falls die zweifache Bewegung der im Untergrund des Alföld zirkulierenden Wässer, namentlich das Aufsteigen des wärmeren Wassers der tieferen und das Sinken des kälteren Wassers der höheren Schichten nur durch Wassermengen von einheitlicher Herkunft geregelt würde, könnten die vier verschiedenen, horizontal übereinander gelagerten Tiefenzonen nicht zustande kommen.

Am Zustandekommen dieser Zone haben — selbstredend — auch die tektonischen Verhältnisse mitgewirkt, so, dass demnach die vierteilige Zonengliederung der geothermischen Gradienten des Alföld durch gleichfalls in vier Gruppen zerfallende Wässer von viererlei Temperaturen und Bewegungsrichtungen zustandegebracht wurde. Diese Tiefenwässer sind die folgenden :

1. Das in den losen Sedimenten der Lössinseln, der sandigen und Stranddünen-Gebiete bis zu geringen Tiefen hinabsickernde meteorische Wasser, dass sich mit dem auch die tiefsten Zonen durchwanderten Wasser von problematischer Herkunft vermischt.

2. Das am Scheitel der Schutthalden und Schuttkegel bis in grössere Tiefen hinabdringende meteorische Wasser, das sich mit dem auch die tiefsten Zonen durchwanderten Wasser von problematischer Herkunft vermischt.

3. Das aus grösseren Tiefen aufsteigende Tiefenwasser, dessen Ursprung als problematisch bezeichnet werden kann.

ad 1. Die Vermischung der zuerst erwähnten, in geringe Tiefen hinabsickernden Oberflächenwässer mit den aus grösseren Tiefen aufsteigenden Wässern bringt die erste geothermische Tiefenzone des Alföld zustande, deren untere Grenze etwa bei 100 m angenommen werden kann und innerhalb welcher geothermische Gradienten zwischen 3—16 m anzutreffen sind.

Die geothermischen Gradienten dieser Tiefenzone zeigen in allen

Teilen des Alföld die grössten Abweichungen. Der Grund hierfür liegt nicht nur darin, dass die Temperatur des Untergrundes in diesen Tiefen noch in hohem Masse durch die Luft beeinflusst werden kann, sondern auch darin, dass die aus grösseren Tiefen beitretenden wärmeren Wässer je nach ihrer Menge, nach den stratigraphischen Verhältnissen, nach dem Verhältnis der permeablen und impermeablen Schichten recht mannigfache lokale Verschiedenheiten verursachen und somit verschiedene Gradienten hervorbringen können.

Die geothermischen Gradienten dieser Zone sind nicht nur die niedrigsten des Alföld, sondern überhaupt so auffallend niedrig, wie sie kaum noch irgendwo in Europa angetroffen werden können und dieser Umstand zeigt deutlich, dass die aus den grössten Tiefen hierher aufdringenden problematischen Wässer mit ihrer dominierenden Menge und hohen Temperatur auch die unterwegs mit sich gerissenen, sowie auch die in der höchsten Zone zirkulierenden, kälteren meteorischen Wässer dermassen erwärmen, dass sich innerhalb der ersten Tiefenzone sehr niedrige Gradienten ergeben müssen.

ad 2. Die Vermischung der auch in die tieferen Schichten der am Alföld den grössten Teil des Untergrundes bildenden, linsenförmig gebauten Schuttkegel und Schutthalden hinabdringenden meteorischen Wässer mit den problematischen Wässern ergibt die zwischen 100—200 m annehmbare zweite geothermische Tiefenzone, in der die Werte der Gradienten zwar noch veränderlich, aber bereits grösser, wie in der ersten Zone sind.

ad 3. Die Ausgestaltung der dritten Tiefenzone ist ebenso, wie bei der zweiten, auf die Vermischung der in den Sedimenten der Schuttkegel und Schutthalden bis in diese Tiefen (200—400 m) herabgelangten meteorischen und der aus noch grösseren Tiefen aufsteigenden problematischen Wässer zurückzuführen. Im Gegensatz zu der ersten und zweiten Zone zeigen jedoch die geothermischen Gradienten der dritten geothermischen Tiefenzone kaum mehr Schwankungen. Der Grund hierfür liegt darin, dass in dieser Tiefe die sowohl in horizontaler, wie auch in vertikaler Richtung die grösste Ausdehnung erreichenden Wasserbehälter des Alföld vorhanden sind. Aus diesen Tiefen kann man am leichtesten artesisches Wasser erhalten, so, dass die meisten artesischen Brunnen des Alföld auch tatsächlich durch diese Schichten gespeist werden. Hier, in dieser Tiefe besitzen die Tiefenwässer, deren Temperatur die Gradienten dieser Zone ergibt, eine viel grössere und bestimmtere horizontale Beweglichkeit, wie in den höheren Zonen.

Die Ausgestaltung der vierten geothermischen Tiefenzone des Alföld ist auf dieselben Wässer von zweierlei Herkunft zurückzuführen, wie bei der zweiten und dritten Zone, der Umstand jedoch, dass — wie bereits erwähnt wurde — die mit zunehmender Tiefe erfolgende Zunahme der

Gradienten sehr gering ist und die aus den tiefsten Bohrungen berechneten Werte sogar erheblich niedriger sind, wie jene der weniger tiefen Bohrungen dieser Zone, zeigt deutlich, dass die abkühlende Wirkung der in den Schutthalden und Schuttkegeln hinabdringenden kälteren meteorischen Wässer in einer gewissen Tiefe, die in Ermanglung einer grösseren Anzahl tiefster Bohrungen nicht genau festgestellt werden kann, durch die problematischen Wässer sehr herabgesetzt und stellenweise vielleicht gänzlich aufgehoben wird.

* * *

Aus obigen Feststellungen geht hervor, dass die an irgend einer Stelle des Alföld aus den Wassertemperaturen der verschiedenen Tiefen berechneten geothermischen Gradienten für die betreffende Stelle nicht bezeichnend sein können. Der Mittelwert ist keineswegs 20 m, wenn z. B. die aus dem Wasser der verschieden tiefen artesischen Brunnen einer Ortschaft berechneten Werte 15, 18, 22, 25 m ergeben, obzwar diese Kalkulation bisher allgemein üblich war. Es ist demnach am Alföld kein einziger Punkt anzutreffen, der einen sicheren, bestimmten geothermischen Gradienten ergeben würde, denn vom Gradienten des Alföld kann auf Grund der Temperaturen des aufsteigenden Wassers nur innerhalb der oben festgestellten vier Tiefenzonen die Rede sein. Selbstredend können sich die Grenzen dieser vier Zonen je nach den tektonischen und stratigraphischen Verhältnissen nach oben und unten verschieben, so, dass die bei den einzelnen Zonen angegebenen Grenzwerte nur eine annähernde Gültigkeit beanspruchen können.

Wir können nicht nachdrücklich genug betonen, dass nach unserer Überzeugung am Alföld die aus der Temperatur des überfliessenden Wassers gewonnenen geothermischen Gradienten viel verlässlicher sind, als die aus der Lufttemperatur trockener Bohrungen berechneten, sogenannten »verlässlichen« Gradienten.

Bei den letzteren lassen sich nämlich die durch die von der Oberfläche eindringende und in der Bohrung zirkulierende Luft verursachten Fehlerquellen nicht ausschalten. In erhöhtem Masse gilt dies für das Alföld, — wenn man nämlich hier die geothermischen Gradienten trockener Tiefbohrungen berechnen wollte, — denn die Wirkung des in den durchbohrten, dicht übereinander folgenden sandigen Sedimenten immer in grossen Mengen vorhandenen zirkulierenden Wassers ist viel grösser, wie jene der übrigen Faktoren anderer Gebiete. Die Temperatur des mehrere Jahre hindurch herausfliessenden artesischen Wassers gibt die Temperatur des Ursprungsortes, respektive jener Zone, in der es sich längere Zeit hindurch aufhielt, viel verlässlicher wieder, wie die Luft der als »verlässlich« angesprochenen Tiefbohrungen die Temperatur der tieferen Schichten.

V.
DER ZUSAMMENHANG DER GEOTHERMISCHEN GRADIENTEN MIT DER STRUKTUR DES ALFÖLD.

A) Der normale geothermische Gradient des Alföld.

Wie auch im vorhergehenden Abschnitt besprochen wurde, wird die Wirkung der die Verschiedenheit der geothermischen Gradienten des Alföld verursachenden Faktoren durch die Tiefenwässer neutralisiert, aufgehoben, woraus hervorgeht, dass die Verschiedenheit der Gradienten des Alföld durch die Tiefenwässer verursacht wird. Die Wässer zweierlei Ursprunges, die meteorischen kalten und die problematischen warmen Wässer verursachen in vom Verhältnis ihrer Mischung und somit von ihrer Temperatur, weiters vom Zeitraum ihres Aufenthaltes in den einzelnen Schichten abhängiger Weise die Verschiedenheit der geothermischen Gradienten. Die Gradienten verschiedener Grösse gliedern sodann durch einzelne bezeichnendere Werte von allgemeinerem Typ die Temperatur des Alfölder Untergrundes in geothermische Tiefenzonen. Neben den an der Ausgestaltung der geothermischen Tiefenzonen beteiligten, bezeichnenderen und allgemeineren Gradienten kommen aber in jeder Zone auch grössere und niedrigere, also aussergewöhnliche Gradienten vor.

Die an der Ausgestaltung der Tiefenzonen beteiligten geothermischen Gradienten konnten aber nur durch die meteorischen Grundwässer hervorgebracht werden. Wenn wir nämlich die Bewegungsrichtung der beiden im Untergrund des Alföld vorhandenen Wässer verschiedener Herkunft in Gedanken verfolgen, müssen wir einsehen, dass nur bei den meteorischen Wässern eine nach unten, auf den natürlichen Böschungen der Schutthalden und Schuttkegel gegen das Innere des Alföld gerichtete, kräftigere Bewegung denkbar ist. Die Richtung dieser Bewegung wird selbstredend durch die stratigraphischen Verhältnisse bestimmt, eine Tatsache, die sich bei der dritten geothermischen Tiefenzone am auffälligsten offenbart, wo dieser Vorgang in Schichten mit grösserer Mächtigkeit und horizontaler Ausdehnung stattfinden kann.

Aber auch in den anderen Tiefenzonen, wo in den häufig abwechselnden, linsenförmigen Schichten von geringerer Ausdehnung die für die dritte Tiefenzone bezeichnende, dezidierte horizontale Bewegung der Tiefenwässer nicht zustande kommen konnte, muss neben der von Rande des Beckens ausgehenden und gegen das Innere vorschreitenden Bewegung der auch im höheren Abschnitt der vierten Zone vorhandenen

meteorischen Wässer eine immerhin ausgesprochene und nicht unbeträchtliche horizontale Bewegung stattfinden.

Nur hierdurch lässt sich nämlich der Umstand erklären, dass die Temperatur des Alfölder Untergrundes in horizontaler Richtung gegliedert werden kann. Nur die horizontale Bewegung der meteorischen Wässer konnte Hand in Hand mit ihrem durch verschiedene Quantität und Temperatur gekennzeichneten Vorhandensein im Labyrinth des Untergrundes die einen einheitlicheren Charakter und bloss geringere Unterschiede aufweisenden, häufigsten Gradienten, respektive Gradiententypen hervorbringen, die sich zu geothermischen Tiefenzonen zusammenfassen lassen. Nur unter diesen Umständen können für die erste geothermische Tiefenzone Gradienten von 5—10 m, für die zweite solche von 17—19 m, für die dritte 18—23 m und für den oberen Abschnitt der vierten Zone 20—24 m bezeichnend sein, welch letztere auch als die normalen geothermischen Gradienten des Alföld bezeichnet werden können, selbstredend nur in Sinne der obigen Ausführungen und nicht als ob sie mit dem für andere Gebiete normalen Gradienten von 33 m etwas zu tun hätten.

Die in horizontaler Richtung erfolgende Bewegung der tiefer hinabgelangten meteorischen Wässer kann die Hauptbewegungsrichtung genannt werden, wodurch naturgemäss auch die Erscheinung vorausgesetzt wird, dass die Bewegung der meteorischen Wässer innerhalb der zwischen die Grenzen der einzelnen Tiefenzonen eingeschlossenen Schichtenserien auch ausgesprochener und mit grösseren Mengen, wie in allen sonstigen Richtungen erfolgt.

B) Die höheren und niedrigeren geothermischen Gradienten des Alföld.

Neben den normalen Gradienten des Alföld sind in jeder einzelnen Tiefenzone auch niedrigere und höhere Werte anzutreffen. In der ersten Zone sind z. B. neben den normalen Gradienten von 5—10 m auch niedrigere von 3—4 m und höhere zwischen 14—16 m vertreten und ähnliche Abweichungen von der Norm sind auch in den übrigen Zonen konstatierbar. Die Grösse derselben ist ihrer Tiefe nicht proportional, wenn man bei der Feststellung der Werte die normalen Gradienten als die häufigsten und allgemein gültigen für massgebend betrachtet.

Während die horizontale Bewegung der kälteren meteorischen Tiefenwässer innerhalb der einzelnen Tiefenzonen die einheitlichen, typischen, normalen Gradienten zustande bringen konnte, lassen sich die in derselben Zone mit den normalen zusammen vorkommenden, niedrigeren und höheren Gradienten nicht mehr auf die horizontale Bewegung der meteorischen Wässer zurückführen.

Wenn wir aber die Verhältnisse des Alfölder Untergrundes in Betracht ziehen, können wir auch für die Abweichungen eine entsprechende Erklärung finden. Aus den uns zur Verfügung stehenden Profilen der Tiefbohrungen kann nämlich unzweifelhaft festgestellt werden, dass im Untergrunde des Alföld die einander häufig abwechselnden Ton, Sand, tonigen Sand und sandigen Tonschichten sich linsenförmig auskeilen und dass einheitlichere und beständigere Schichten erst in Tiefen von etwa 200—400 m anzutreffen sind, die aber auch hier grösstenteils von den versunkenen Schuttkegeln und Schutthalden herstammen.

Die Tiefenwässer des Alföld können also unter den linsenförmig gelagerten Schichten überall losere, permeable Schichten finden, in denen sie — wenn auch umständlicher — von Schicht zu Schicht vordringen können, wonach also das Sinken der kälteren meteorischen und das Steigen der wärmeren problematischen Wässer innerhalb der einzelnen geothermischen Tiefenzonen und auch über deren Grenzen hinweg jedenfalls möglich ist. In dieser Weise konnten demnach neben der Hauptbewegungsrichtung der meteorischen Wässer auch Bewegungsrichtungen zweiter Ordnung im Untergrunde des Alföld zustande kommen.

So wie nun in den einzelnen geothermischen Tiefenzonen einerseits die normalen geothermischen Gradienten durch die in der horizontalen Hauptrichtung stattfindende Bewegung der meteorischen Wässer hervorgebracht werden, so werden andererseits in ganz ähnlicher Weise die abnormalen, niedrigeren oder höheren Gradienten durch die in Richtungen zweiter Ordnung erfolgenden Bewegungen der Tiefenwässer zustandegebracht. Die Richtungen zweiter Ordnung stehen senkrecht oder unter schiefem Winkel zu der Hauptrichtung, d. h. während die Bewegung in der Hauptrichtung — im grossen und ganzen — nach einer gegen das Innere das Beckens sanft geneigten, horizontalen Ebene erfolgt, wenden sich die Richtungen zweiter Ordnung senkrecht oder schief nach oben oder nach unten.

Man kann nach alldem annehmen, dass die nach Richtungen zweiter Ordnung stattfindenden Bewegungen der kalten meteorischen Wässer die höheren, jene der warmen problematischen Wässer aber die niedrigeren Werte der Gradienten verursachen. Während aber die hohen Gra-

dienten im Untergrund des Alföld nur bis in den oberen Abschnitt der vierten geothermischen Tiefenzone hinab anzutreffen sind, begegnet man den niedrigeren in allen Tiefen. Die Verbreitung der höheren Gradienten gegen die Tiefe ist beschränkt, jene der niedrigeren jedoch nicht. Wie nämlich bei der Besprechung der vierten geothermischen Tiefenzone hervorgehoben wurde, gelangen die dort figurierenden Gradienten in ihrem mit zunehmender Tiefe erfolgenden Zunehmen im Gegenteil zu den Gradienten der übrigen Tiefenzonen in einer vorläufig nicht genau bestimmbaren Tiefe, beiläufig zwischen 600—800 m zum Stillstand. Demgegenüber ist die Verbreitung der niedrigen Gradienten im Untergrunde des Alföld an gewissen Stellen unbeschränkt.

Der Grund dieser Tatsachen liegt darin, dass während einerseits die abkühlende Wirkung der kälteren meteorischen Wässer durch die warmen problematischen Wässer in den ungefähr zwischen 600—800 m gelegenen Schichten überwunden und aufgehoben wird, andererseits die erwärmende Wirkung der in grossen Mengen und mit verhältnismässig hohen Temperaturen aufwärts diffundierenden problematischen Wässer durch die meteorischen Wässer höchstens stellenweise geschwächt aber nirgends aufgehoben werden kann.

Obzwar die kalten meteorischen Tiefenwässer die Temperatur ihres Bereiches bis zu der ungefähr zwischen 600—800 m gelegenen neutralisierten Grenze abkühlen und im allgemeinen eine kältere Untergrundzone zustande bringen, ist die erwärmende Wirkung des warmen problematischen Wassers auch innerhalb der kalten Tiefenzone vorherrschend, da ja die geothermischen Gradienten des Alföld — auch wenn man nur die höchsten Werte in die Rechnung stellt, — noch immer dermassen niedrig sind, wie sie von ähnlichen Gebieten meines Wissens bisher noch nicht bekannt wurden.

Aus diesem Grunde weichen die durch die Bewegungen zweiter Ordnung der meteorischen Tiefenwässer verusachten, höheren geothermischen Gradienten bezüglich ihrer Grösse nirgends in dem Masse von den normalen Gradienten des Alföld ab, wie die niedrigen, sie stehen den normalen viel näher, wie die niedrigen, ja in manchen Tiefenzonen, wie z. B. in der dritten und vierten ist zwischen den Werten der zweierlei Gradienten sogar überhaupt kein Unterschied vorhanden. A u f f a l l e n d h o h e G r a d i e n t e n s i n d i m U n t e r g r u n d e d e s A l f ö l d n i r g e n d s z u f i n d e n, s o n d e r n n u r a u f f a l l e n d n i e d r i g e.

Trotzdem sowohl die in der Hauptrichtung, wie auch die in den Richtungen zweiter Ordnung stattfindenden Bewegungen der Tiefenwässer den Untergrund des Alföld netzartig durchziehen können, mit dem Ergebnis,

dass die meteorischen Wässer, respektive der Untergrund des Alföld durch die problematischen Wässer erwärmt werden, sind dennoch in gewissen grösseren Abschnitten des Alföld nur normale oder nahezu normale, in anderen, auf engere Gebiete beschränkten Teilen des Untergrundes hingegen nur auffallend niedrige geothermische Gradienten anzutreffen.

Es muss demnach eine Art der Bewegungen zweiter Ordnung existieren, bei der nur die problematischen Wässer aufwärts dringen können und die ausgesprochen nach oben gerichtete Bewegung durch die von seitlichen Richtungen herantretenden meteorischen Wässer keine Störung erleiden kann.

Aus diesem Grunde sind am Alföld Gebiete vorhanden, wie z. B. der zwischen Hatvan—Szolnok—Kisújszállás—Hajdúszoboszló—Balmazújváros—Szerencs gelegene Teil, wo im Untergrund nur normale und höhere Gradienten anzutreffen sind und demgegenüber Richtungen, wo nur niedrige Gradienten auftreten. Die niedrigen Gradienten sind natürlich — gleichgültig, in welche Tiefenzone sie gehören — erheblich niedriger, wie die übrigen Werte derselben Zone.

Wenn wir zur Veranschaulichung der räumlichen Verteilung die weiter oben bekannt gegebenen geothermischen Gradienten des Alföld auf eine Karte übertragen, dann treten zwischen den stets grössere Gebiete beherrschenden höheren geothermischen Gradienten die niedrigen in höchst auffälliger Weise hervor und bezeichnen durch die Summe der Stellen, wo sie gemessen wurden — ganz ähnlich wie die aus Thermenserien konstruierten Thermenlinien — sehr deutlich gewisse Richtungen, respektive durch mehrere Linien umgrenzte Gebiete.

C) Auf Grund der niedrigen geothermischen Gradienten bestimmbare Richtungen und Bruchlinien.

Die niedrigen geothermischen Gradienten der untersuchten Tiefbohrungen des Alföld liefern die folgenden Richtungslinien:

1. Eine ost—westliche Linie über die Ortschaften Seregélyes—Adony —Pusztaszabolcs—Dömsöd.

2. Eine nord—südliche Linie über die Ortschaften Dömsöd—Dunavecse—Harta—Paks—Baja.

3. Eine nordnordwest—südsüdöstliche Linie über die Ortschaften Seregélyes—Sárosd—Sárbogárd—Rétszilas—Gindlicsalád—Szekszárd—Bátaszék.

4. Eine nordost—südwestliche Linie über die Ortschaften Seregélyes—Sárkeresztur —Tolnanémedi—Keszőhidegkút—Majsamiklósvár—Döbrököz—Dombóvár.

5. Eine west—östliche Linie über die Ortschaften Kaposvár—Dombóvár—Bonyhád—Bátaszék—Baja.

6. Eine südwest—nordöstliche Linie über die Ortschaften Mánfa—Bonyhád—Szekszárd—Gindlicsalád—Paks—Harta.

7. Eine nordwest—südöstliche Linie über die Ortschaften Gyömrő—Cegléd—Ókécske—Kunszentmárton.

8. Eine nordnordost—südsüdwestliche Linie über die Ortschaften Hatvan—Tápiógyörgye—Tiszavárkony—Kunszentmárton.

9. Eine nordnordwest—südsüdöstliche Linie über die Ortschaften Szerencs—Taktaharkány—Tiszapolgár—Folyás—Szentmargitapuszta—Óhátpusztakocs—Nádudvar—Püspökladány—Sárrétudvari—Füzesgyarmat—Szeghalom.

10. Eine nordnordwest—südsüdöstliche Linie über die Ortschaften Hajdúnánás—Balmazújváros—Hajdúszoboszló—Berettyóújfalu.

11. Eine nordwest—südöstliche Linie über die Ortschaften Vásárosnamény—Mátészalka—Nagyecsed.

12. Eine ostnordost—westsüdwestliche Linie über die Ortschaften Pocsaj—Berettyóújfalu—Nagyrábé— Füzesgyarmat—Dévaványa—Gyoma—Szarvas—Kunszentmárton.

13. Als scheinbare Fortsetzung der vorigen eine weniger deutliche ostnordost—westsüdwestliche Linie über die Ortschaften Kunszentmárton—Csongrádi Nagymajor—Tájó—Kiskunhalas—Baja.

14. Eine nordnordost—südsüdwestliche Linie über die Ortschaften Orosháza — Békéssámson — Tótkomlós — Nagymajláth — Mezőhegyes — Magyarcsanád.

15. Eine westnordwest—ostsüdöstliche Linie über die Ortschaften Orosháza — Pusztaföldvár—Csanádapáca — Magyarbánhegyes—Reformátuskovácsháza—Lökösháza.

16. Eine nordost—südwestliche Linie über die Ortschaften Orosháza—Vásárhelykutas—Hódmezővásárhely.

Längs der in dieser Weise festgelegten Linien findet man im Gegensatz zu den durch höhere geothermische Gradienten gekennzeichneten Gebieten die nachstehenden Werte:

Der Ort des Brunnens	Tiefe m	Geoth. Grad. m	Der Ort des Brunnens	Tiefe m	Geoth. Grad. m
Seregélyes	132	12	Ujdombóvár	151	13
Adony—Pusztaszabolcs	190	16	„	240	17
„ „	102	11	Ódombóvár	111	10
„ „	160	18	Kaposvár	116	10
Dömsöd	280	16	„	224	17
Dunavecse	230	16	„	220	16
Harta	170	11	Bonyhád	228	10
Paks	110	13	Mánfa	—	—
„	70	8	Gyömrő	103	12
Baja	250	14	Cegléd	175	13
„	346	19	„	152	14
„	58	9	„	130	11
Sárosd	102	10	„	140	12
„	70	9	„	154	15
Sárbogárd	45	5	„	160	13
„	95	10	„	158	14
Rétszilas	45	5	„	127	13
Gindlicsalád	47	5	„	134	13
Szekszárd	230	12	Ókécske	198	15
„	215	10	„	180	15
Bátaszék	80	7	Ujkécske	186	14
„	91	9	„	192	15
„	81	8	„	210	16
„	110	10	Kunszentmárton	219	13
„	115	10	„	198	15
„	80	7	Hatvan	198	12
Sárkeresztúr	64	6	„	60	5
„	65	6	Tápiógyörgye	372	15
Tolnanémedi	170	10	Tiszavárkony	185	13
Keszőhidegkút	145	11	Szerencs	134	14
Majsamiklósvár	160	11	„	98	9
„	170	11	Taktaszada	80	10
Döbrököz	170	16	„	237	18
Ujdombóvár	100	10	„	179	14
„	108	10	Taktaharkány	143	12
„	123	11	Tiszapolgár	91	10
„	98	10	„	83	10

Der Ort des Brunnens	Tiefe m	Geoth. Grad. m	Der Ort des Brunnens	Tiefe m	Geoth. Grad. m
Folyás	90	10	Dévaványa	304	18
Szentmargitapuszta	93	9	„	302	17
Óhat-Pusztakócs	40	5	Gyoma	216	15
„	70	8	„	223	13
Nádudvar	258	17	„	307	18
„	78	9	„	301	18
„	218	17	Szarvas	261	17
Püspökladány	188	16	„	273	18
„	198	14	„	436	16
„	203	14	Csongrádi nagymajor	240	17
„	200	14	Tájó	148	57
„	204	14	Harkapuszta	145	5
„	150	11	Kiskunhalas	122	14
„	275	16	„	194	13
„	205	16	Orosháza	460	16
Sárrétudvari	133	12	„	230	13
„	198	13	„	220	17
Füzesgyarmat	217	16	„	267	14
„	224	13	„	466	16
Szeghalom	291	14	„	130	12
„	278	17	„	310	16
Hajdúnánás	179	15	„	430	15
„	200	16	„	465	16
„	47	6	„	320	16
„	242	16	Békéssámson	162	12
Balmazújváros	86	7	Tótkomlós	320	16
„	67	7	„	57	6
Hajdúszoboszló	1090	16	Nagymajláth	430	19
„	69	5	Mezőhegyes	387	17
Berettyóújfalu	273	14	„	451	19
„	252	11	Királyhegyes	97	8
„	252	12	Magyarcsanád	117	14
„	289	14	Pusztaföldvár	146	9
„	298	14	Csanádapáca	447	17
„	288	14	„	447	17
Nádudvar	294	16	Magyarbánhegyes	150	11
Nagyrábé	253	14	Reformátuskovácsháza	517	18

Der Ort des Brunnens	Tiefe m	Geoth. Grad. m	Der Ort des Brunnens	Tiefe m	Geoth. Grad. m
Vásárhelykutas	184	17	Hódmezővásárhely	192	17
Hódmezővásárhely	232	17	„	218	20
„	196	17	„	220	18
„	223	16	„	90	10
„	201	16	Vásárosnamény	85	7
„	220	18	Mátészalka	82	8
„	220	18	„	80	7
„	210	18	Nagyecsed	78	7
„	270	20	Gencs	43	3
„	225	19	Nagykároly	51	4
„	231	19			

Längs der durch die angeführten geothermischen Gradienten bezeichneten Linien sind jene niedrigen Gradienten anzutreffen, die aus der Reihe der übrigen, in die entsprechende Tiefenzone fallenden Gradienten durch ihre Niedrigkeit in auffälliger Weise hervortreten und deren Werte am wenigsten mit ihrer Tiefe im Einklang stehen.

Von den durch die betreffenden Punkte an der Oberfläche markierten, starren, geraden Linien schneiden sich mehrere gegenseitig, wodurch die untersuchten Teile des Alföld in mehr minder grosse Felder aufgeteilt werden.

D) Übergangsgebiete.

In den durch die Linien der niedrigen Gradienten umschlossenen Feldern findet man den durch höhere Gradienten gekennzeichneten Untergrund des Alföld. Zwischen den in diesem Sinne einander gegenüberstehenden Teilen des Alföld findet man — stellenweise — auch Übergangsgebiete, wo die durch niedrigere, respektive höhere Gradienten gekennzeichneten Gebiete des Alföld entweder mit kaum merklichem Übergang, jedoch in breitem Streifen, oder in auffälligerer Weise, jedoch in schmälerem Streifen mit einander verschmelzen.

Wo nämlich die Linien der niedrigen Gradienten nahe zueinander verlaufen, oder, wo sie das Gelände vielfach durchschneiden, findet man zwischen den Linien oder in deren unmittelbarer Nachbarschaft entweder solche Tiefbohrungen vor, deren Gradienten gerade so, wie auf den Linien selbst, in allen Tiefenzonen niedrig sind — in welchen Fall man zwischen den beiden selbstredend keinen Unterschied machen kann — oder solche, bei

denen in einer oder der anderen Tiefenzone bereits höhere Gradienten auftreten können. Andererseits haben wir auch solche Linien niedriger Gradienten, die weiter von einander entfernt sind und einander nicht durchqueren. Längs dieser Linien finden wir in schmäleren Streifen Gradienten mittlerer Grösse und mitunter einzelne niedrigere Werte.

Solche Übergansgebiete sind die folgenden:

a) Das auf die Gegend des Zusammentreffens der Linien niedriger Gradienten von Pocsaj—Kunszentmárton—Taktaharkány—Szeghalom und Hajdúnánás—Berettyóújfalu entfallende Übergangsgebiet, wo auf und zwischen den angegebenen Linien die folgenden Werte gefunden wurden:

Hajdúszovát, Bohrung 92 m tief, Gradient 8 m; eine andere Bohrung 86 m tief, Gradient 9 m, Derecske (170 m) 11 m, (165 m) 15 m, (158 m) 15 m, (294 m) 16 m, Földes (160 m) 12 m, (130 m) 17 m, Tetétlen (91 m) 9 m, (150 m) 12 m, Sáp (206 m) 16 m, (171 m) 12 m, (212 m) 15 m, Mesterszállás (270 m) 16 m.

b) Das an der Linie Taktaharkány—Szeghalom, in der Gegend von Taktaharkány gelegene Übergangsgebiet mit den nachstehenden Bohrungen, respektive Gradienten:

Taktaszada (82 m) 10 m, (237 m) 18 m, (179 m) 14 m, Prügy (80 m) 9 m, Szerencs (130 m) 14 m, (98 m) 9 m, Hernádnémeti (202 m) 13 m.

c) Das längs, respektive zwischen den Linien Hatvan—Kunszentmárton und Gyömrő—Kunszentmárton gelegene Übergangsgebiet mit den folgenden Werten:

Gyöngyöshalász (150 m) 13 m, Vámosgyörk (150 m) 14 m, Csány (180 m) 15 m, Jászberény (240 m) 19 m, (248 m) 19 m, (230 m) 13 m, (232 m) 18 m, (222 m) 18 m, (247 m) 19 m, (257 m) 18 m, Pusztakengyel (280 m) 18 m, Nagykáta (279 m) 18 m, Abony (310 m) 16 m, (290 m) 18 m, Újszász (290 m) 18 m.

d) Das neben und zwischen den Linien Orosháza—Lököshháza, Orosháza—Magyarcsanád und Orosháza—Hódmezővásárhely gelegene Übergangsgebiet mit folgenden Werten:

Csorvás (382 m) 16 m, Csanádpalota (280 m) 19 m, Kövegy (137 m) 16 m, Apátfalva (86 m) 10 m, Makó (190 m) 18 m, (190 m) 18 m, (240 m) 18 m, (250 m) 18 m, (285 m) 19 m, (197 m) 20 m, (201 m) 18 m, (230 m) 19 m, (176 m) 19 m, (142 m) 16 m, Algyő (237 m) 18 m, Pitvaros (360 m) 19 m.

e) Das Übergangsgebiet neben der Linie Dömsöd—Baja, mit den Werten: Dunaföldvár (108 m) 12 m, Apostag (133 m) 15 m, Kunszentmiklós (196 m) 15 m.

f) Schliesslich das zwischen den auf der Ebene des Mezőség und des Komitates Tolna verlaufenden Linien niedriger Gradienten gelegene Übergangsgebiet: Belecska (170 m) 16 m, Sárszentlőrinc (300 m) 13 m u. s. w.

Von den auf Grund der geothermischen Gradienten unserer Tiefbohrungen nachweisbaren, oben angeführten Übergangsgebieten finden wir in jenem des Hajdúság die den niedrigen geothermischen Gradienten am nächsten stehenden Werte, desgleichen auch in den Komitaten Fehér und Tolna, wo der Übergang zwischen den Gebieten mit niedrigen und hohen Gradienten kaum merklich ist. Diesen gegenüber sind die zwischen und neben den Linien Hatvan—Kunszentmárton und Gyömrő—Kunszentmárton, sowie in dem Komitat Csanád gelegenen Teile des Alföld typische Übergangsgebiete, wo geothermische Gradienten mit niedrigen, mittleren und hohen Werten egal vorkommen.

Die Grenzen der Übergangsgebiete lassen sich wegen der geringen Anzahl der Tiefbohrungen nicht genauer festlegen, doch stimmen diese Gebiete alle darin überein, dass man umso höhere Werte des Gradienten findet, je weiter man sich von den Linien der niedrigen Gradienten entfernt.

Wir wollen nun in einigen Profilen die geothermischen Gradienten der durch niedrige Werte gekennzeichneten Linien, dann der durch höhere, respektive verschieden grosse Gradienten charakterisierten Gebiete mit Angabe der Tiefen vorführen, um zu zeigen, welches Mass die Unterschiede zwischen den Werten dieser verschiedenen Abschnitte des Alföld erreichen können.

Fig. 2.
Profile **a)**—**o)** aus den Linien niedriger Gradienten des Alföld.

Fig. 2/*a*)

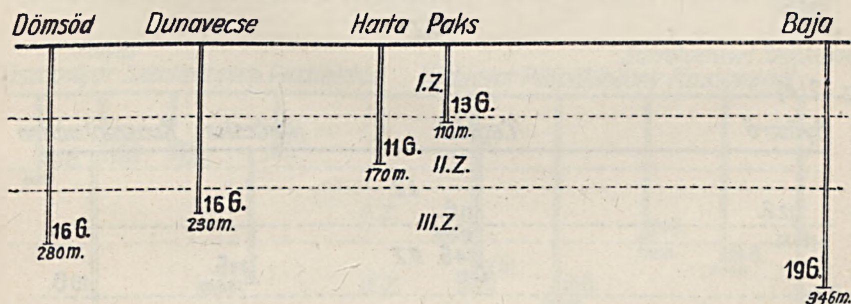


Fig. 2/b)

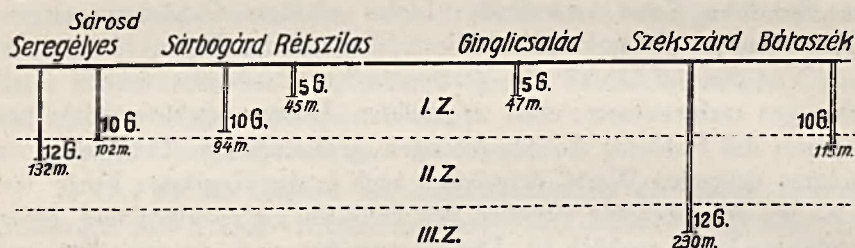


Fig. 2/c)

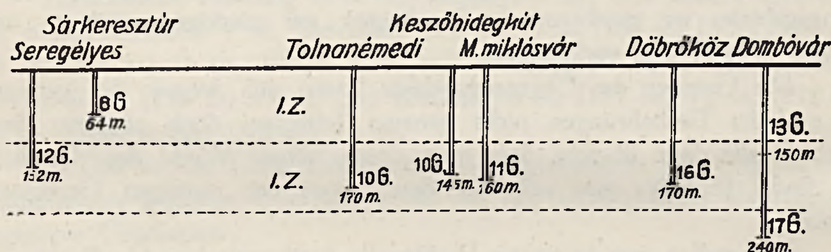


Fig. 2/d)

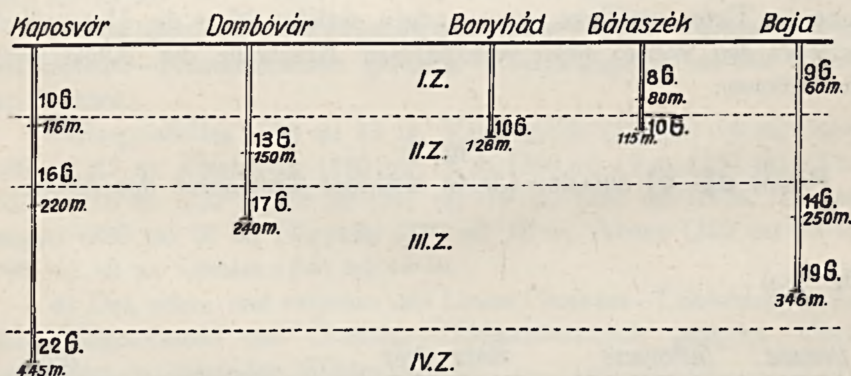


Fig. 2/e)

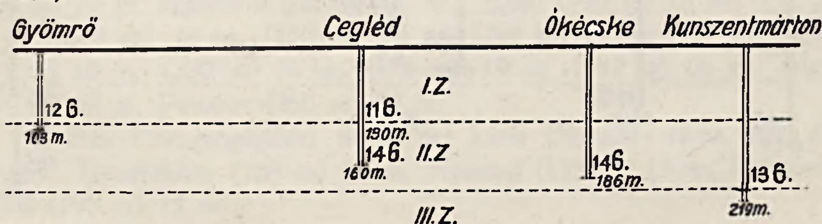


Fig. 2/*f*)

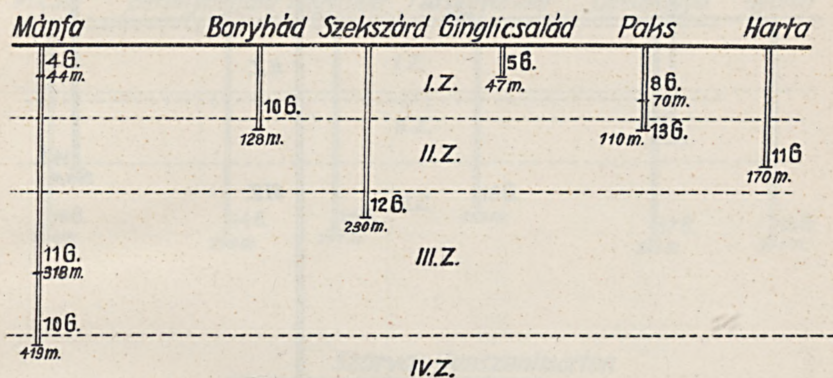


Fig. 2/*g*)

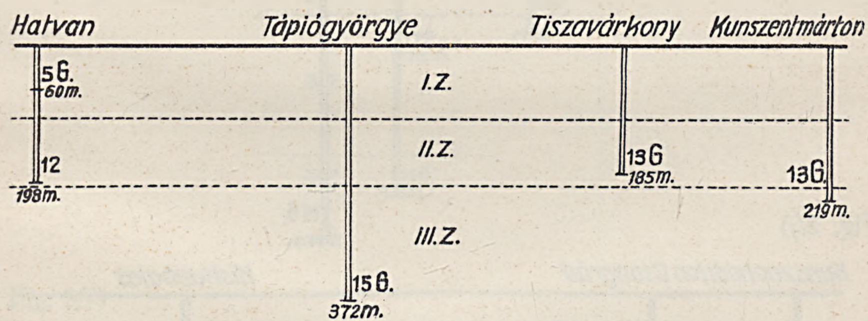


Fig. 2/*h*)

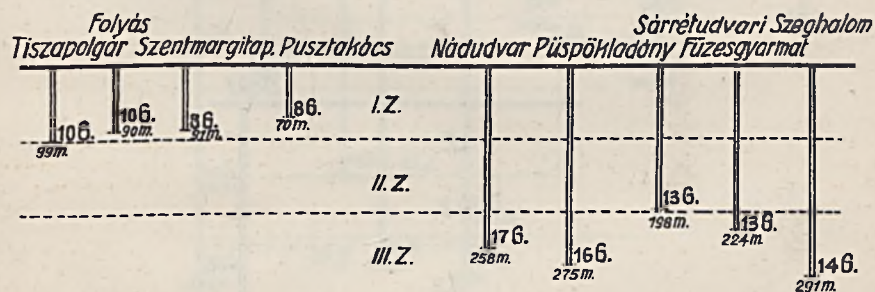


Fig. 2/i)

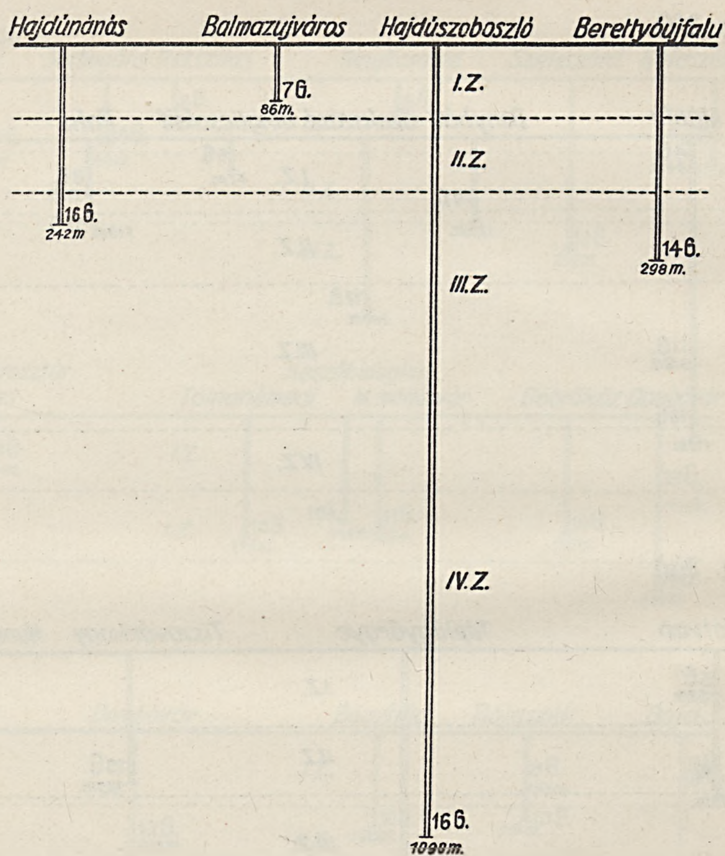

Hajdúnánás
Balmazujváros
Hajdúszoboszló
Berettyóújfalu
7 fl.
86 m.
I.Z.
II.Z.
16 fl.
242 m
14 fl.
298 m.
III.Z.
IV.Z.
16 fl.
1098 m.

Fig. 2/j)

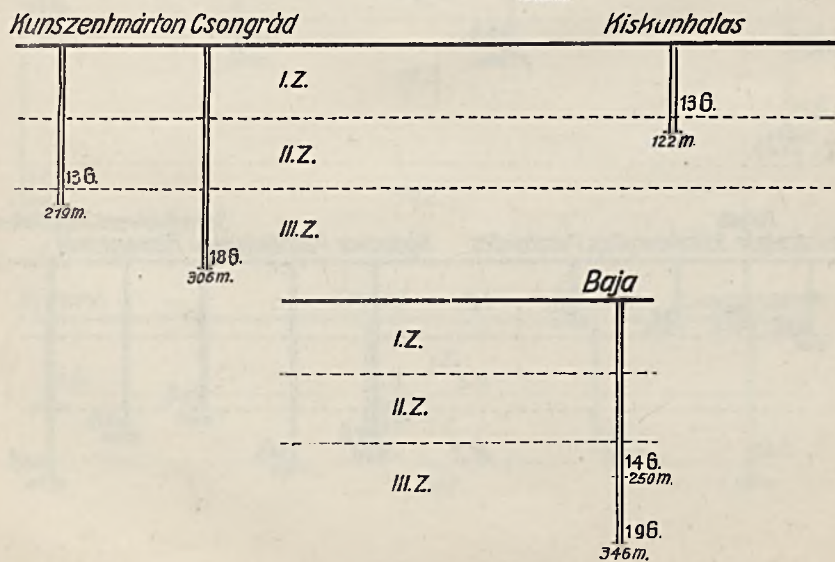

Kunszentmárton Csongrád
Kiskunhalas
I.Z.
13 fl.
122 m.
II.Z.
13 fl.
219 m.
III.Z.
18 fl.
306 m.
Baja
I.Z.
II.Z.
14 fl.
250 m.
III.Z.
19 fl.
346 m.

Fig. 2/k)

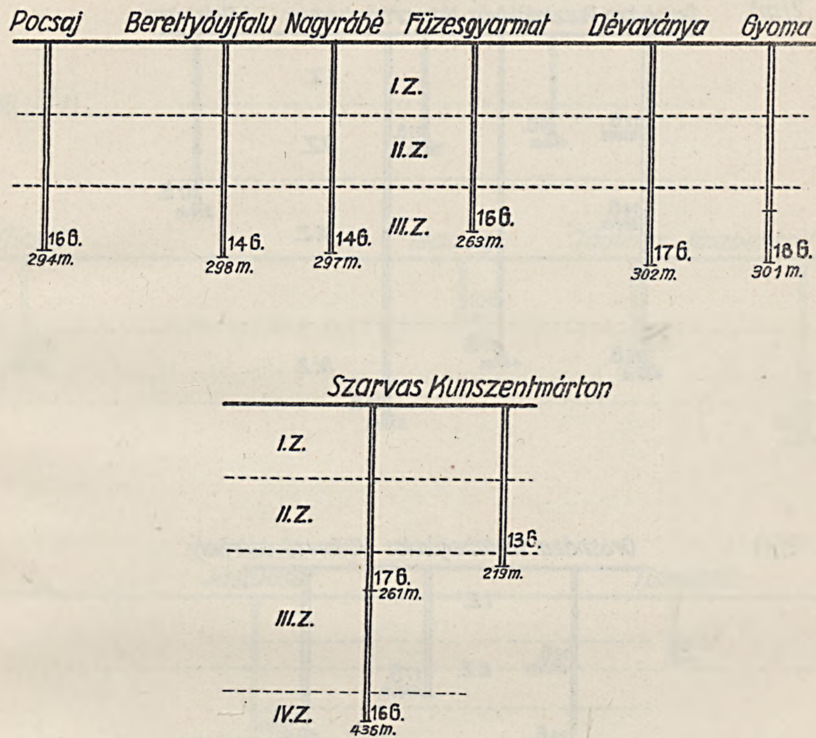

Pocsaj
Berettyóújfalu
Nagyrábé
Füzesgyarmat
Dévaványa
Gyoma
I.Z.
II.Z.
III.Z.
16 G.
294 m.
14 G.
298 m.
14 G.
297 m.
16 G.
263 m.
17 G.
302 m.
18 G.
301 m.
Szarvas
Kunszentmárton
I.Z.
II.Z.
III.Z.
IV.Z.
13 G.
219 m.
17 G.
261 m.
16 G.
436 m.

Fig. 2/l)

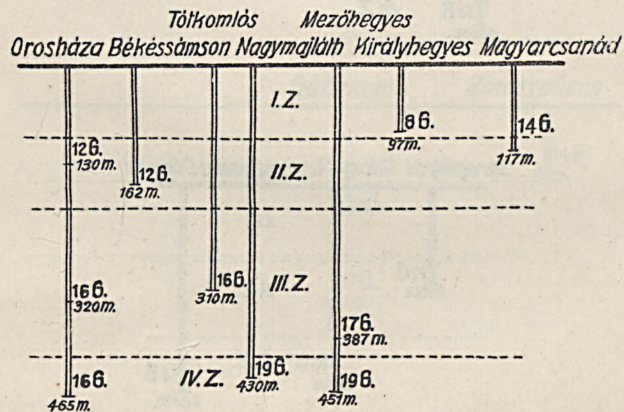

Tótkomlós
Mezőhegyes
Orosháza
Békéssámson
Nagymajláth
Királyhegyes
Magyarcsanád
I.Z.
II.Z.
III.Z.
IV.Z.
12 G.
130 m.
12 G.
162 m.
8 G.
97 m.
14 G.
117 m.
16 G.
320 m.
16 G.
310 m.
17 G.
387 m.
16 G.
465 m.
19 G.
430 m.
19 G.
451 m.

Fig. 2/m)

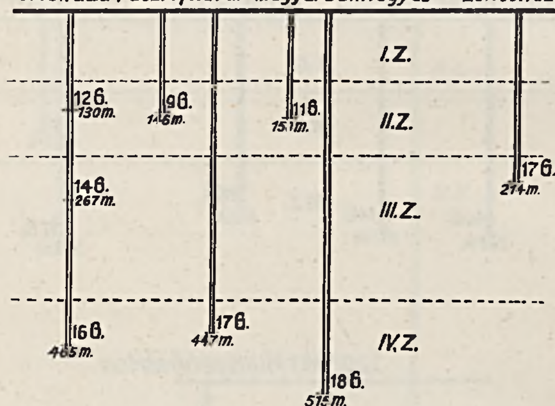


Fig. 2/n)

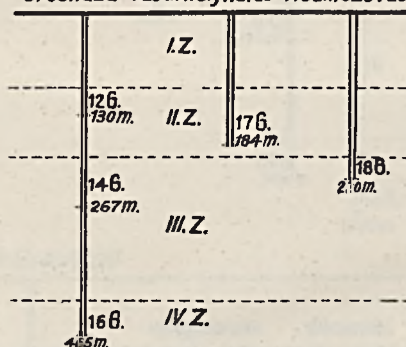


Fig. 2/o)

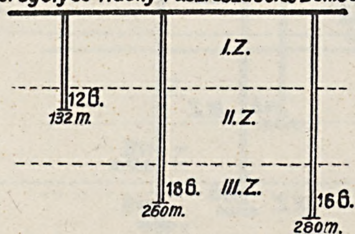


Fig. 3.
Profile **a)–d)** aus den Linien höherer Gradienten des Alföld.

Fig. 3/*a*)

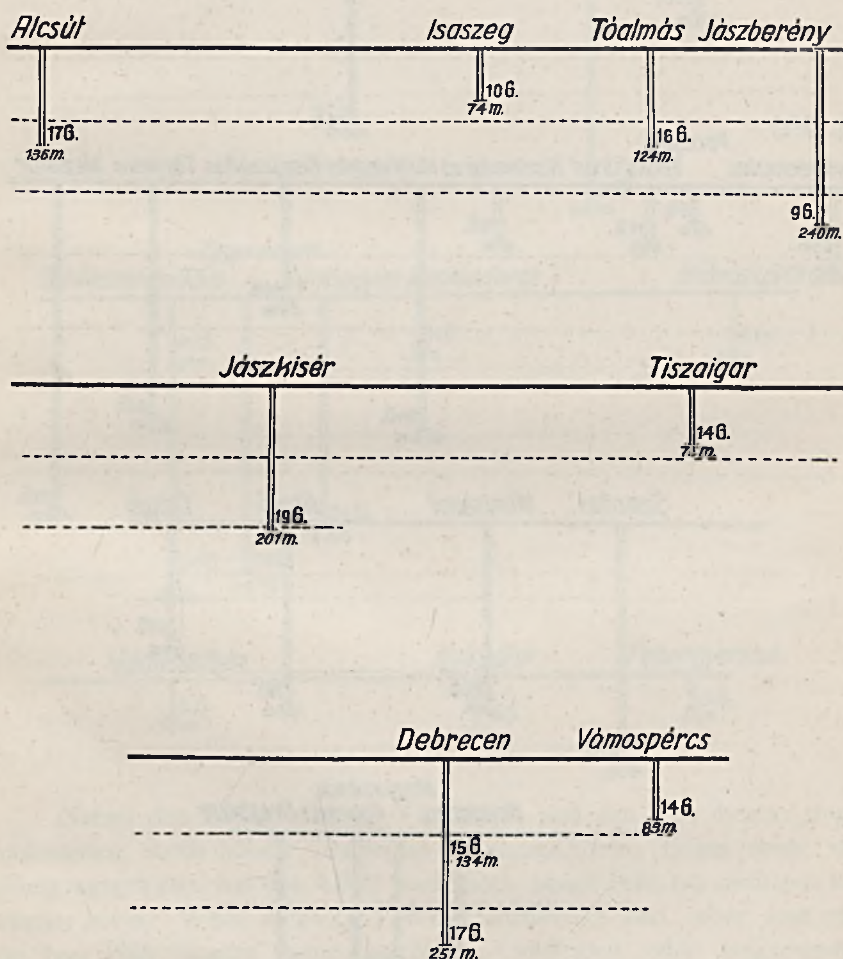


Fig. 3/b)

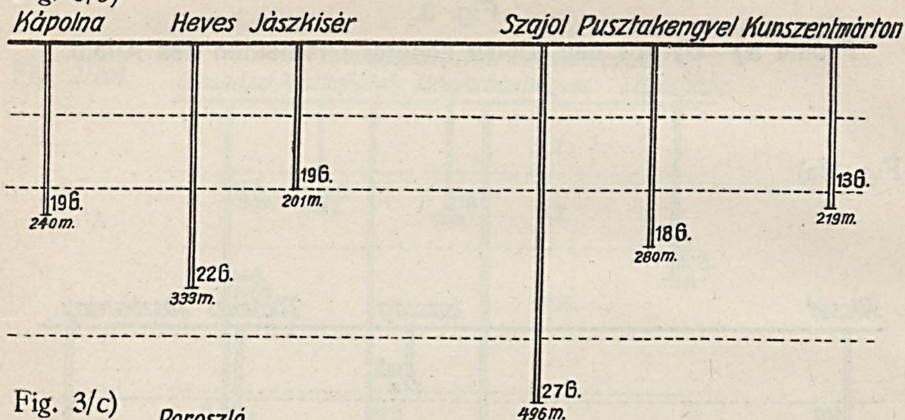

Kápolna
Heves
Jászkisér
Szajol
Pusztakengyel
Kunszentmárton
19 б.
240 m.
22 б.
333 m.
19 б.
201 m.
27 б.
496 m.
18 б.
280 m.
13 б.
219 m.

Fig. 3/c)

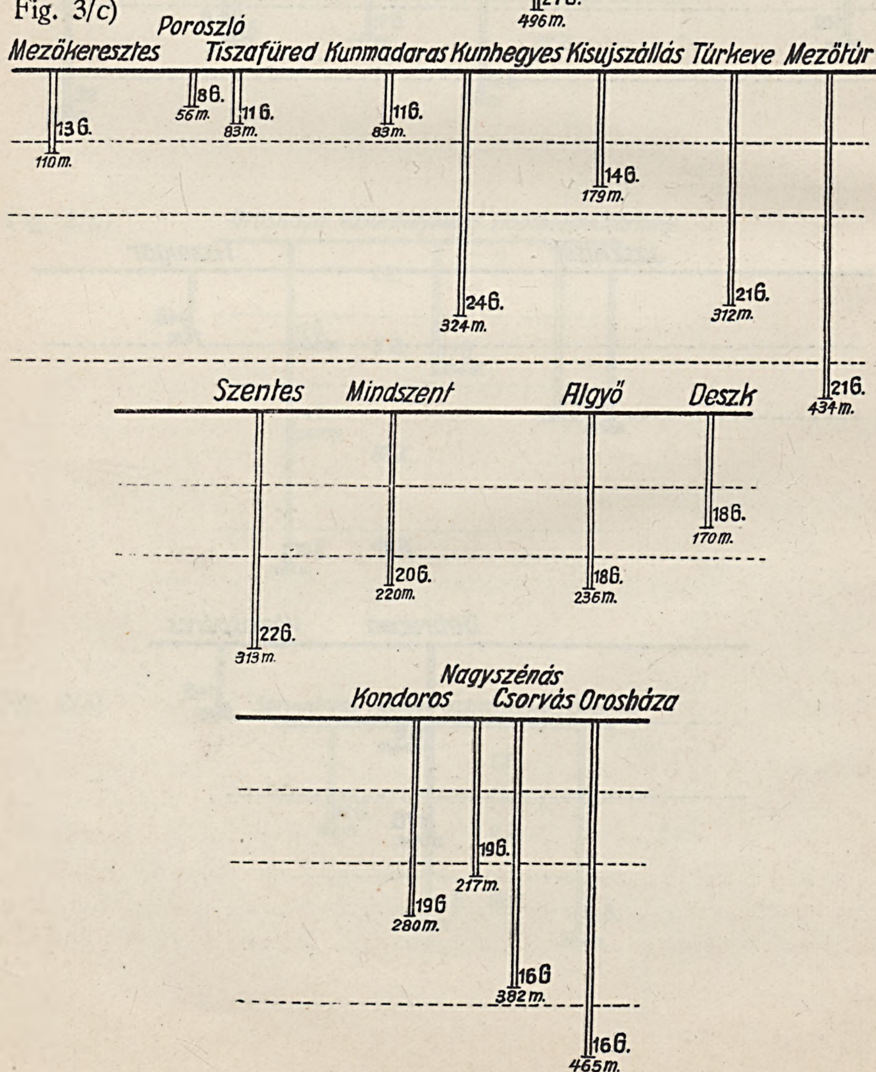
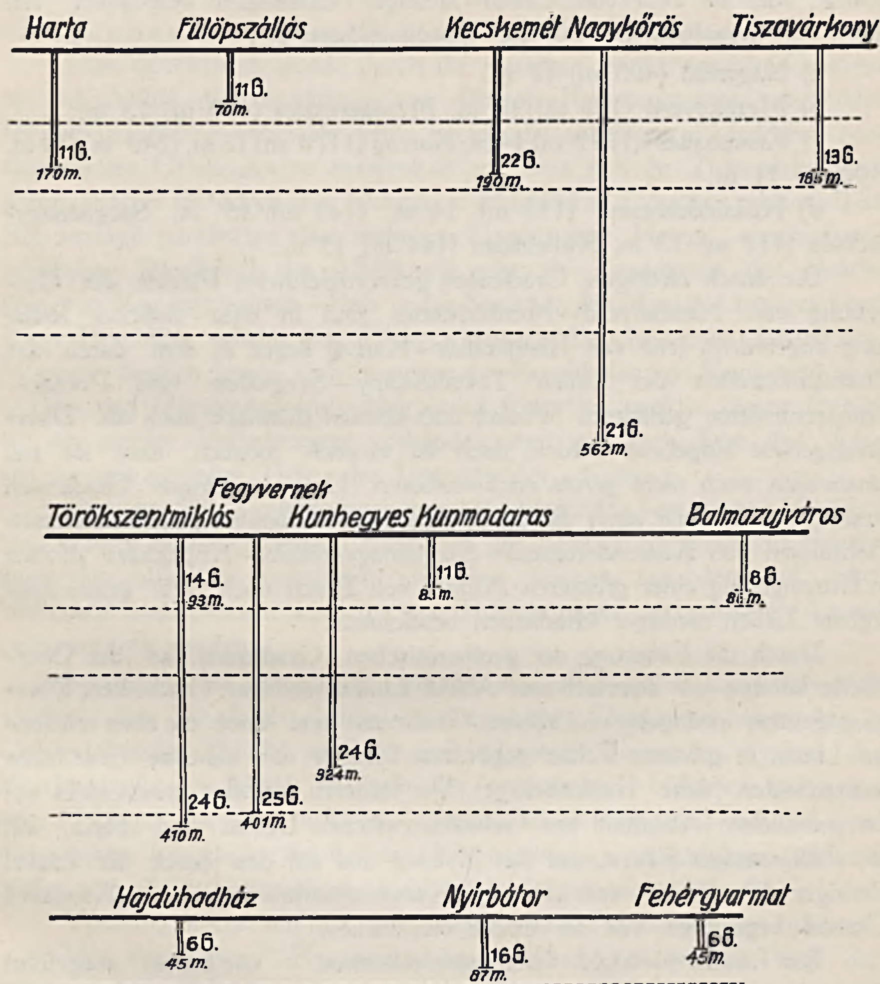

Poroszló
Mezökeresztes
Tiszafüred
Kunmadaras
Kunhegyes
Kisujszállás
Túrkeve
Mezőtúr
13 б.
110 m.
8 б.
56 m.
11 б.
83 m.
11 б.
83 m.
24 б.
324 m.
14 б.
179 m.
21 б.
312 m.
21 б.
434 m.
Szentes
Mindszent
Algyő
Deszk
22 б.
313 m.
20 б.
220 m.
18 б.
236 m.
18 б.
170 m.
Nagyszénás
Kondoros
Csorvás
Orosháza
19 б
280 m.
19 б.
217 m.
16 б
382 m.
16 б.
465 m.

Fig. 3/*d*)



Neben den Linien niedriger Gradienten und den von diesen eingeschlossenen, durch höhere Gradienten gekennzeichneten Teilen, sowie den Übergangsgebieten hat das Alföld auch noch einige Teile, wo niedrigere und seltener höhere Werte in gleicher Weise anzutreffen sind, ohne dass man mit ihrer Hilfe längere Linien niedriger Gradienten oder ausgedehntere Übergangsgebiete genauer feststellen könnte. Der Grund hierfür liegt darin, dass hier nur enge Gebiete oder gar nur einige Punkte bekannt sind, doch werden sich diese — sobald die anstossenden Gebiete in dieser Hinsicht

bekannt werden — aller Wahrscheinlichkeit nach entweder als Übergangsgebiete, oder als Teile von Linien niedriger Gradienten entpuppen. Ich führe von denselben hier nur die bezeichnendsten an:

a) Nagyatád (403 m) 17 m.

b) Mezőkövesd (103 m) 12 m, Mezőkeresztes (110 m) 13 m.

c) Kisújszállás (179·5 m) 14 m, Karcag (1170 m) 17 m, (240 m) 19 m, (100 m) 11 m.

d) Kiskundorozsma (132 m) 14 m, (145 m) 15 m, Szegednagyszéksós (112 m) 13 m, Kübekháza (144 m) 15 m.

Die durch niedrigere Gradienten gekennzeichneten Punkte der Umgebung von Mezőkövesd—Mezőkeresztes sind in west—östlicher Richtung angeordnet, jene von Kisújszállás—Karcag liegen in dem durch das Zusammentreffen der Linien Taktaharkány—Szeghalom und Pocsaj—Kunszentmárton gebildeten Winkel und können demnach auch als Übergangsgebiete aufgefasst werden, doch ist es auch möglich, dass sie mit einstweilen noch nicht genau nachweisbaren Linien niedriger Gradienten zusammenfallen und auch die durch niedrigere Gradienten gekennzeichneten Bohrungen von Kiskundorozsma—Szegednagyszéksós—Kübekháza dürften in Ermangelung einer grösseren Anzahl von Daten noch nicht genau festlegbare Linien niedriger Gradienten bezeichnen.

Durch die Fixierung der geothermischen Gradienten an der Oberfläche können wir demnach am Alföld Linien niedriger Gradienten, Übergangsgebiete niedrigerer und höherer Gradienten und durch die oben erwähnten Linien in grössere Felder gegliederte Gebiete mit höheren Gradienten unterscheiden (siehe Kartenbeilage). Die letzteren entfallen grösstenteils auf den nördlichen Abschnitt des Gebietes zwischen Donau und Tisza, auf die Jászkunságer Ebene, auf das Nyirség und auf den durch die Linien niedriger Gradienten von Pocsaj—Kunszentmárton und des Komitates Csanád begrenzten Teil der Ebene von Békés.

Die Linien niedriger Gradienten entstehen — wie bereits ausgeführt wurde — durch die aufwärts gerichtete Bewegung der warmen problematischen Wässer u. zw. in der Weise, dass an diesen Linien die warmen Wässer im Untergrund freiere Wege nach oben finden, wobei sie unterwegs die Temperatur ihres Bereiches erhöhen.

Das ganze Bild der an der Oberfläche durch starre, gerade Linien angegebenen Bewegungsrichtungen des Wassers lässt sich kaum anders, als durch Bruchlinien erklären, wobei die zwischen ihnen eingeschlossenen grösseren Abschnitte des Alföld tafelförmige Schollen darstellen. Die Über-

gangsgebiete bezeichnen aber ihrerseits die Grenzen des horizontalen Umsichgreifens der aufsteigenden warmen Wässer im Untergrunde.

Am deutlichsten wurde durch die niedrigen geothermischen Gradienten des Alföld die Bruchlinie von Pocsaj—Kunszentmárton abgebildet. In und unmittelbar neben ihr treten gerade die auffälligsten niedrigen geothermischen Gradienten so massenhaft auf, dass sich ihr Zustandekommen kaum anders, als durch das Mitwirken tektonischer Ursachen erklären lässt. Sie verläuft parallel zu dem zwischen Ungvár und Hatvan annehmbaren nördlichen Randbruch des Alföld und geht als Fortsetzung der Bruchlinie von Kunszentmárton—Baja in das Streichen des Mecsek-Gebirges über. Diese Bruchlinie scheint den Rückgrat unseres Bruchsystems darzustellen. Weniger deutlich lassen sich hingegen die Bruchlinien von Kunszentmárton—Baja und Vásárosnamény—Nagyecsed feststellen, weil in diesen Gebieten nur wenige Tiefbohrungen vorhanden sind und auch diese ihr Wasser nur aus geringen Tiefen des Untergrundes erhalten.

Die aus 540 Tiefbohrungen von 227 Ortschaften berechneten Gradienten genügen selbstverständlich nicht, um die Auffindung sämtlicher Bruchlinien des Alföld zu ermöglichen und diese können nur dort mit voller Sicherheit nachgewiesen werden, wo Tiefbohrungen in grösserer Anzahl unternommen wurden.

Immerhin kann schon nach unseren bisherigen Angaben kaum bezweifelt werden, dass die durch niedrige geothermische Gradienten angegebenen Linien lebendige Brüche anzeigen und in grossen Zügen das System der Bruchtektonik des Alföld innerhalb des untersuchten Gebietes widerspiegeln. Solange wir aber nicht am ganzen Alföld wenigstens auf die geothermischen Gradienten bezügliche Untersuchungen durchführen können, dürfen wir uns in weitgreifende Schlussfolgerungen nicht einlassen.

Vorläufig möchte ich hier bloss einige meiner Beobachtungen anführen.

Von der Pocsaj—Kunszentmártoner Bruchlinie nördlich liegt der wasserarme, südlich der wasserreiche Teil des Alföld.

Der vorwiegend, stellenweise bis zu 80—90% aus Ton bestehenden Schichtenserie des nördlichen Jászkunságer und z. T. auch des Hortobágyer Tafelstückes steht der aus den gröberen Sedimenten der Schutthalden und Schuttkegel bestehende Komplex der südlichen Tafeln im Aufbau und in der Situation der Schichten als direktes Gegenteil gegenüber. Die Auffassung z. B., nach der von zwei durch dieselbe wasserführende Schichte gespeisten artesischen Brunnen der später gebohrte

den Wasserertrag des älteren herabsetzen kann, ist in erster Linie für den nördlichen wasserarmen Teil des Alföld gültig. Gute Beispiele hierfür liefern unter anderen die in Debrecen und in der Umgebung von Törökszentmiklós gebohrten Brunnen.

Auf den so erhaltenen Bruchlinien oder in deren unmittelbarer Nähe sind die an Erdgas reichsten Tiefbohrungen des Alföld anzutreffen. Einen Teil der zwischen Donau und Tisza gelegenen, sowie der transdanubischen Bruchlinien abgerechnet, sind aus allen auf die übrigen Bruchlinien entfallenden Tiefbohrungen Gaseruptionen bekannt geworden, von denen die ausgiebigsten sogar gerade auf den Linien selbst anzutreffen sind, namentlich:

Auf der Bruchlinie von Hajdúnánás—Berettyóújfalu die Bohrungen von Hajdúszoboszló und Berettyóújfalu, auf jener von Taktaharkány—Szeghalom die auch trockenes Gas liefernde Bohrung von Pusztakocs, ferner die Bohrungen von Nádudvar, Püspökladány, Biharnagybajom, auf der Bruchlinie von Pocsaj—Kunszentmárton die Bohrungen von Esztár, Berettyóújfalu, Nagyrábé, Szarvas, Csongrád, auf jener von Orosháza—Lökösháza die Bohrungen von Orosháza, Csorvás, Csanádapáca, Reformátuskovácsháza, Kunágota, Kevermes, auf der Bruchlinie von Orosháza—Magyarcsanád die Bohrungen von Tótkomlós, Békéssámson, Nagymajláth, Ambrózfalva, Pitvaros und Mezőhegyes. Alle diese Tiefbohrungen liefern z. T. schon seit längeren Zeiten grössere Gasmengen. Dies kann keineswegs alls zufällig betrachtet werden, denn solche Zufälle sind in der Natur unmöglich.

Wenn wir an den Umstand denken, dass die Gase gelegentlich ihrer Dilatation die Temperatur ihres Bereiches erheblich abkühlen, müssten die Gasvorkommnisse und die niedrigen Gradienten einander gegenseitig ausschliessen, wenn die Bruchlinien nicht auch gleichzeitig die grössere Bewegungsfreiheit der warmen Tiefenwässer ermöglichten, die dann trotz der Gasvorkommnisse die niedrigen Gradienten hervorbringen. Würden die durch niedrige Gradienten gekennzeichneten Linien nicht zugleich Wunden der Erdkruste darstellen, aus denen die Tiefenwässer z. T. unter Mitwirkung der in grösseren Mengen vorhandenen Gase in viel rascherem Tempo, unter viel kürzerer Zeit an die Oberfläche gelangen können, wie die kälteren Wässer der durch höhere Gradienten gekennzeichneten Teile des Alföld, könnte von einem derartigen Unterschied der Gradienten kaum die Rede sein. Diese Unterschiede sind aber vorhanden!

Unsere Bruchlinien fallen mit den bisher nachgewiesenen seismotektonischen Bruchlinien

entweder zusammen, oder sie verlaufen zumindest in denselben Richtungen. Für beide Kategorien sind NW—SO und SW—NO die Hauptrichtungen, wobei das Alföld durch beide Systeme in ähnliche Felder aufgeteilt wird (28).

Unsere Bruchlinie von Dombovár—Seregélyes ist in ihrem Abschnitt zwischen Dombovár und Majsamiklósvár identisch mit der seismotektonischen Linie von Pincehely—Belecska, im Abschnitt zwischen Majsamiklósvár und Seregélyes parallel zur seismotektonischen Linie von Szil—Kaposvár.

Unsere Linie Mánfa—Harta ist mit der seismotektonischen Linie Pécs—Szekszárd identisch.

Unsere mit der Flussrichtung des Sárviz zusammenfallende Bruchlinie Seregélyes—Bátaszék ist in ihrem nördlicheren Teil mit der seismotektonischen Linie von Mór identisch, gegen S weicht sie aber von derselben in südsüdöstlicher Richtung ab.

Unsere Bruchlinie Gyömrő—Kunszentmárton fällt mit der seismotektonischen Linie Gomba—Cegléd—Ókécske—Szentes zusammen, respektive sie verläuft parallel zur seismotektonischen Linie Esztergom—Budapest—Kecskemét—Kiskunfélegyháza.

Unsere Bruchlinie Hatvan—Gyöngyöshalász verläuft parallel zur nahe gelegenen seismotektonischen Linie Gomba—Jákóhalma und fällt mit jener von Csány—Gyöngyös zusammen.

Unsere Bruchlinie Mezőkövesd—Mezőkeresztes ist parallel zur seismotektonischen Linie Eger—Miskolc.

Unsere Bruchlinie Hernádnémeti—Taktaharkány—Szerencs stimmt mit der seismotektonischen Linie Meggyaszó—Tálya—Tokaj überein.

Die Richtung unserer Bruchlinie Mátészalka—Nagyecsed ist identisch mit jener der seismotektonischen Linie Halom—Adorján.

Unsere Bruchlinien Hajdúnánás—Berettyóújfalu, sowie jene von Taktaharkány—Szeghalom verlaufen parallel zu den seismotektonischen Linien Bükkzsér—Mezőkövesd, respektive Gomba—Szentes.

Unsere Bruchlinie Pocsaj—Kunszentmárton fällt mit den seismotektonischen Linien Nagykároly—Szentjób und Koly—Füzesgyarmat zusammen.

Unsere Bruchlinie Kunszentmárton—Baja fällt mit der seismotektonischen Linie Ókécske—Kiskunfélegyháza—Kiskunhalas zusammen und verläuft jener von Bátaszék—Pécs parallel.

Unsere Bruchlinie Orosháza—Lökösháza, sowie auch jene von Szegednagyszéksós—Makó zeigen einen mit der seismotektonischen Linie Varjas—Vinga identischen Verlauf.

Unsere Bruchlinie Kiskundorozsma—Kübekháza scheint die Fortsetzung der seismotektonischen Linie Budapest—Kiskunfélegyháza darzustellen.

Der Verlauf unserer Bruchlinie Orosháza—Magyarcsanád ist mit jenem der seismotektonischen Linien Arad—Temesvár—Vinga, respektive Varjas—Románköcse identisch.

Unsere Bruchlinie Orosháza—Hódmezővásárhely verläuft parallel zur seismotektonischen Linie Ókécske—Kiskunhalas (29).

Demgegenüber sind mit unserer Bruchlinie Dömsöd—Baja, sowie mit dem gegen SO schwenkenden grösseren Abschnitt unserer der obigen parallelen Linie Seregélyes—Bátaszék korrespondierende seismotektonische Linien am Alföld bisher noch nicht nachgewiesen worden.

Die auf Grund der niedrigen geothermischen Gradienten festgestellten Bruchlinien des Alföld spiegeln also dieselbe Tektonik wider, wie die Linien der seismischen Struktur. Auch durch unsere Bruchlinien wird — wie bereits erwähnt wurde — das Alföld in tafelförmige Schollen zerteilt, mit dem Unterschied, dass in der Mitte des Alföld, innerhalb der von den Ortschaften Nyiregyháza—Berettyóújfalu—Füzesgyarmat—Békéscsaba—Battonya—Zenta—Újvidék—Zombor—Baja—Kiskunhalas—Szentes—Kunszentmárton—Szolnok—Tiszafüred—Büdszentmihály umgrenzten, für aseismisch angenommenen Scholle die Linien der inneren Struktur nur stellenweise und minder deutlich durch die aus den umliegenden seismischen Gebieten ausgehenden Erdbebenwellen angedeutet werden, wogegen mehrere der auf Grund niedriger geothermischer Gradienten nachweisbaren Bruchlinien, wie z. B. jene von Pocsaj—Kunszentmárton, ferner jene des Hajdúság, des Komitates Békés und der Umgegend von Szeged sich als tektonische Linien auch innerhalb der Grenzen der aseismischen Scholle sehr deutlich zu erkennen geben.

Unter den bisher bekannten seismotektonischen Linien des Alföld gibt es demnach auch solche, deren Richtung, ja sogar deren Existenz kaum, oder nur in Spuren nachgewiesen werden konnte, da hierzu bloss auf schwache, räumlich beschränkte, lokale Erdbeben bezügliche Beobachtungen zur Verfügung standen, so dass sie — nach Réthly — neben den bei der Ausgestaltung der Tektonik des Alföld die Hauptrolle spielenden Strukturlinien ersten Ranges bloss als Linien zweiter Ordnung in Betracht kommen konnten. Ein Teil dieser letzteren gab sich nun an der Hand unserer durch niedrige Gradienten gekennzeichneten Bruchlinien deutlicher zu erkennen, wonach sie nunmehr zu den Linien ersten Ranges vorrücken könnnen.

Am schönsten zeigt sich dies im Falle der seismotektonischen Linien des Érmellék und der Ortschaften Szentes—Kiskunhalas. Diese beiden seismotektonischen Bruchlinien bezeichneten längs des Érmellék, sowie auch

im Abschnitt zwischen Szentes und Kiskunhalas stets die Hauptrichtungen häufiger Erdbeben, sie konnten jedoch am Érmellék bloss von Nagykároly bis Füzesgyarmat, respektive bloss südwestlich von Szentes gegen Kiskunhalas nachgewiesen, in dem diese beiden Richtungen verbindenden aseismischen Abschnitt zwischen Füzesgyarmat—Szentes aber nur vermutet werden. Unsere auf Grund der niedrigen Gradienten festgelegte Bruchlinie Pocsaj—Kunszentmárton—Baja fällt aber mit den obigen beiden seismischen Richtungslinien zusammen, wonach also auch der zwischen Füzesgyarmat—Szentes bisher bloss vermutete Teil jener gewaltigen, von der Ortschaft Túrterebes bis zum Mecsek-Gebirge verlaufenden Bruchlinie sich auf das deutlichste zu erkennen gibt, die einesteils den südlichen Randbruch der nordöstlichen Bucht des Alföld bezeichnet, andererseits die in der Mitte des Alföld gelegene — nach RÉTHLY aseismische — Scholle in eine nordöstliche und eine südwestliche Hälfte zerteilt.

Der im Umkreis von Békéscsaba—Sarkad—Füzesgyarmat—Kevermes bloss in Spuren nachweisbaren, jedoch bisher nicht genauer festlegbaren seismotektonischen Linie, oder wenigstens einem nahe verwandten Ebenbild derselben dürfte unsere in der Flussrichtung des Fehérkőrös verlaufende Bruchlinie Taktaharkány—Szeghalom entsprechen und auch die bisher nicht kartierte Verbreitungsrichtung der als lokale Erscheinungen angesprochenen Erdbebenwellen von Baja wird nunmehr durch unsere Bruchlinie Kiskunhalas—Baja deutlich gezeigt.

Längs unserer Bruchlinien, respektive in deren wahrscheinlicher Fortsetzung, besonders aber an den Stellen, wo sie sich schneiden, ist eine sehr ansehnliche Anzahl der z. T. heilkräftigen, heissen und lauen Thermen des Alföld und des Grossen Ungarischen Beckens anzutreffen.

Längs unserer Bruchlinie Eszeny—Mátészalka—Nagyecsed, respektive in deren nördlicher und südlicher Verlängerung liegen der Reihe nach die Heil-, respektive Thermalquellen von Iványi, Szobránc, Ungvár, Óvári, Zálnok und Szilágynagyfalu.

In der nördlichen Verlängerung unserer Bruchlinie Taktaharkány—Szeghalom liegen die Thermen von Bekecs, Mád, Erdőbénye, Alsókéked und Velejte, in der südlichen jene von Menyháza, Alváca und Bohol.

In der nördlichen Verlängerung unserer Bruchlinie Hajdunánás—Berettyóújfalu liegen die Thermal-, resp. Heilquellen von Zemplén, Bés, Iványi, Szobránc, in der südlichen jene von Hajdúszoboszló, Félixfürdő, Püspökfürdő, Gyepes, Tenke und Biharfüred.

Längs unserer Bruchlinie Gyömrő—Kunszentmárton finden wir die



Heil- und Thermalquellen von Jászkarajenő, respektive in deren Verlängerung jene von Budapest und Esztergom.

An oder unweit unserer Bruchlinie Seregélyes—Bátaszék liegen der Reihe nach die Heilquellen von Várpalota, Bodajk, Moha, Székesfehérvár, Alsóalap und Felsőalap.

In der Bruchlinie Harta—Mánfa liegt die Therme von Mánfa.

In der Verlängerung der Bruchlinie Dömsöd—Baja liegen die Heilthermen von Budapest.

An der Bruchlinie Kunszentmárton—Pocsaj, respektive in deren Verlängerung sind Konyár, Büdössár, Máriavölgy und Bikszád anzutreffen.

In unserer Bruchlinie Kiskundorozsma—Hódmezővásárhely finden wir die Thermen von Orosháza und die Heilquellen von Gyopáros..

In der Bruchlinie Kiskundorozsma—Kübekháza finden wir die Heilquelle von Dorozsma, respektive in deren Nähe die Therme von Szeged.

D i e w a h r s c h e i n l i c h e F o r t s e t z u n g m e h r e r e r B r u c h l i n i e n b e t r i t t d i e v e r s c h i e d e n e n, d a s A l f ö l d u m s c h l i e s s e n d e n G e b i r g e a n w i c h t i g e n S t e l l e n, d i e z u g l e i c h b e d e u t e n d e r e n L i n i e n d e s t e k t o n i s c h e n B a u e s e n t s p r e c h e n. Besonders beachtenswert sind in dieser Hinsicht unsere dem Keleti Középhegység (Östliches Mittelgebirge) zustrebenden Bruchlinien. Zwischen die auf das Alföld blickenden Pfeiler des Keleti Középhegység ragen nämlich — in Keilform — neogene Ablagerungen hinein, wobei die dreieckigen Tafeln der einzelnen Pfeiler durch die Randbrüche des Alföld umschlossen werden. Von diesen Randbrüchen stellen nun aber mehrere die direkte Fortsetzung unserer Bruchlinien dar.

Die südliche Fortsetzung unserer Bruchlinie Mátészalka—Nagyecsed strebt der Mitte des zwischen den Kulissen der Meszes- und Réz-Gebirge gelegenen grossen Szilágyságer Tertiärbeckens zu, ihre weitere Fortsetzung gegen SO aber ist in den jenseits des Érmelléker grossen Randbruches gelegenen Beckenteilen unsicher. Seine nördliche Fortsetzung scheint an der Spitze des zwischen die Gebirge Tokaj-Hegyalja und Vihorlát hineinragenden, im Tertiär eingesunkenen Gebietes, an der Perm (?) — Trias-Scholle von Homonna ihren Abschluss zu finden.

Unsere Bruchlinie Hajdúnánás—Berettyóújfalu mündet gegen S in das gesunkene Gebiet des die Gebirge Kodru und Bihar von einander trennenden, grossen pannonischen Grabens von Belényes, respektive in die Linie des südwestlichen Randbruches des Bihar-Gebirges, in ihrer nördlichen Fortsetzung aber in die das Tokaj—Hegyalja-Gebirge vom Alföld abgrenzende Bruchlinie.

Die südliche Verlängerung unserer Bruchlinie Taktaharkány—Szeghalom kann als die direkte Fortsetzung der südlichen Grenze des Bihar-Gebirges, namentlich der gewaltigen Verwerfungslinie Fehérkőrös—Talmács aufgefasst werden, während ihre nördliche Fortsetzung in eine der östlichen oder eventuell westlichen Randbrüche des Tokaj—Hegyalja-Gebirges mündet.

Die östliche Fortsetzung unserer Bruchlinie Orosháza—Lökösháza strebt gleichfalls der pliozänen Tafel des Fehérkőrös-Flusses zu und kann hier als die Verlängerung des nördlichen Alfölder Randbruches des Hegyes-Drócsa-Gebirges angesehen werden.

Auch die nordwestliche Fortsetzung unserer Bruchlinie Hatvan—Kunszentmárton mündet in eine wichtige tektonische Linie, namentlich in den das Mátra-Gebirge vom Cserhát-Gebirge trennenden Zagyva-Graben.

Unsere Bruchlinie Gyömrő—Kunszentmárton scheint gegen NW die direkte Fortsetzung der Bruchlinie Budapest—Esztergom darzustellen. Dieser charakteristische Bruch wurde bereits von Cholnoky (30) und neuestens auch von Horusitzky im Zusammenhange mit dem artesischen Brunnen von Gyömrő erwähnt, wobei letzterer aus der auffallend hohen Temperatur dieses Brunnens gleichfalls zu dem Schlusse gelangt, dass sich durch die Ortschaft Gyömrő eine sehr junge Bruchlinie dahinzieht (31).

Die südwestliche Fortsetzung der Bruchlinie Harta—Mánfa mündet in den nordwestlichen, die südwestliche Fortsetzung unserer Bruchlinie Kunszentmárton—Baja aber in den südöstlichen Randbruch des Gebirges von Pécs, während unsere Bruchlinie Dombóvár—Bátaszék mit dem nordöstlichen Randbruch dieses Gebirges identisch zu sein scheint.

Aber auch unsere übrigen Bruchlinien sind sämtlich sehr wichtige tektonische Linien des Alföld.

Unsere Bruchlinien bilden Strahlenbündel, die aus einzelnen Zentren ausgehend fächerförmig verlaufen und das Alföld in tafelartige Schollen zerteilen. Derartige Zentren lassen sich beiläufig an den folgenden Stellen fixieren:

1. In die Gegend der Perm—Trias-Scholle von Homonna konvergieren die an der Ausgestaltung der nordöstlichen Bucht des Alföld beteiligten Bruchlinien: Nagyecsed—Vásárosnamény, Berettyóújfalu—Hajdúnánás, eventuell Szeghalom—Taktaharkány und höchstwahrscheinlich auch die Verlängerung der bereits ausserhalb unseres durchforschten Gebietes gelegenen Bruchlinie Huszt—Ungvár.

2. Aus der Gegend der Daziteruptionen des Csetrás-Gebirges als Zentrum gehen die nordwestlichen Verlängerungen unserer Bruchlinien

Hajdúnánás—Berettyóújfalu, Taktaharkány—Szeghalom und Orosháza—Lökösháza aus.

3. Aus der bei Orosháza gelegenen Spitze der pannonischen Tafelscholle von Vinga als Zentrum divergieren gegen Südwest, Süd und Südost strahlenförmig die Linien Orosháza—Lökösháza, Orosháza—Magyarcsanád und Orosháza—Hódmezővásárhely.

4. Aus der Gegend des Granitmassivs, respektive des kristallinen Schiefer-Grundgebirges der Papuk- und Garic-Gebirge divergieren fächerförmig die südwestlichen Verlängerungen unserer Bruchlinien Dombovár—Seregélyes, Mánfa—Harta und Baja—Kunszentmárton—Pocsaj.

5. Aus der Triasscholle von Esztergom gehen in radialen Richtungen die nördlichen Verlängerungen unserer Bruchlinien Gyömrő—Kunszentmárton, Dunavecse—Baja und Seregélyes—Dombóvár aus.

6. Die Bruchlinien Dunavecse—Baja und Seregélyes—Bátaszék treffen sich in der Gegend der Vereinigung der Donau und Dráva.

Unsere von SW gegen NO verlaufenden Bruchlinien Hatvan—Gyöngyöspüspöki, Mezőkövesd—Mezőkeresztes, Hernádnémeti—Szerencs bezeichnen den nördlichen Randbruch des Alföld und ihre nordöstliche Fortsetzung würde nach Prinz (32) am westlichen Saum des Tokaj—Hegyalja-Gebirges verlaufen, doch ist es, wenn auch noch nicht erwiesen, so doch wahrscheinlicher, dass sie sich in der nördlichen Bruchlinie der Nyirséger Tafel, über den Abschnitt Tokaj—Csap der Tisza bis Munkács erstreckt.

Einem Gebiet, dessen Bau mit dem System der aus den oben angegebenen Zentren radial ausgehenden Bruchlinien — wahrscheinlich — übereinstimmt, begegnen wir auch jenseits der Donau, denn auch dort werden die aus dem Bacher-Gebirge als dem einen Zentrum strahlenbündelförmig gegen NO verlaufenden longitudinalen orographischen Linien durch die vom Wiener Becken als zweitem Zentrum radial gegen W und SW verlaufenden transversalen Linien durchkreuzt. (Siehe die zitierten Arbeiten von Cholnoky und Lóczy senior).

Diese Linien bezeichnen zwar im allgemeinen orographische Richtungen, doch ist es wahrscheinlich, dass auch das Bruchliniensystem dieses Gebietes mit diesen Linien übereinstimmend orientiert ist. Leider ist dieses Gebiet bezüglich seiner aus den geothermischen Gradienten rekonstruierbaren Tektonik noch nicht bearbeitet, so, dass einstweilen bloss angenommen werden kann, dass auch die transdanubischen orographischen Linien — ähnlich wie die Bruchlinien des Alföld — in voller Harmonie mit den das Sinken des Grossen Ungarischen Beckens überdauerden, inneren Zeugengebirgen entstanden und somit die beiden Gebiete in ihrer Tektonik vollkommen übereinstimmend und von einander abhängig sind und dass sie im

grossen und ganzen gleichartige Produkte der Auflösung des Massivs der Tisia darstellen.

Die auf Grund der niedrigen geoth. Gradienten nachgewiesene brüchige Tektonik des Alföld ist in vielen Beziehungen ähnlich, wenn auch nicht identisch, mit den z. T. auf Beobachtungen in der Natur, z. T. auf Experimenten beruhenden Erfahrungen jener ausländischen Autoren, von denen wir an dieser Stelle unter anderen A. Lossen (34), M. Stapff (35), Bittner (36), K. Gilbert (37), A. Ammon (38), A. Rothpletz (39), W. Kraus (40), E. Fraas (41) nennen und deren Resultate durch E. Suess zusammengefasst wurden (42).

Suess lenkt die Aufmerksamkeit auf die Tatsache, dass das mitteleuropäische varistische Gebirgssystem zwischen der Linie der Donau und dem Fenoskandinavischen Schild von einem auffälligen Bruchliniensystem durchzogen wird, das in seinem südlichen Teil gegen SW, im nördlichen gegen NNW verläuft (Linie der Donau, Rand des Bayrischen Waldes, Linie der Elbe). Dieses Bruchsystem ist unabhängig von der älteren Tektonik dieses Gebietes und erinnert an das System von Linien, das in den Torsionsexperimenten D'Aubrée's zustande kam.

Ganz ähnlich scheint auch das von mir in der Tiefe des Alföld konstatierte System von Bruchlinien zu sein, da es in keiner Weise z. B. mit dem Hauptstreichen der Karpaten in Zusammenhang gebracht werden kann, es dürfte also etwas ähnliches sein, wie die Diaklasen von E. Suess, bei deren Entstehung nicht die orogenen Kräfte, sondern bloss Spannungserscheinungen mitgewirkt haben.

Es wird die Aufgabe weiterer Untersuchungen sein, genauer festzustellen, in welchem Verhältnis das System der Strukturlinien des Alföld zu dem am Rande des Alföld erhalten gebliebenen starren Schollen steht, denen es seine Entstehung verdankt.

Die Bruchtektonik des Alföld steht im völligen Gegensatz zu den neueren Ausführungen Pávai Vajna's, nach dessen Ansicht nicht nur die jungtertiären Becken Mittel- und Südeuropas, sondern auch das Grosse Ungarische Becken und innerhalb desselben auch das Alföld durch die gebirgsbildenden Kräfte in ihrer ganzen Ausdehnung systematisch gefaltet wurden (43). Pávai Vajna sieht in den Falten der ungarischen Becken die auch in die Becken sich fortpflanzenden Ausläufer der alpinen und karpatischen Falten und nach seiner Ansicht wären nicht nur die jungtertiären, sondern auch die geschichteten pleistozänen Sedimente des Alföld in miteinander und mit den alten Faltungen der umschliessenden Gebirge parallele Falten gelegt, so, dass von einer brüchigen Struktur des Alföld seiner Meinung nach keine Rede sein könnte (44). Durch unsere Ergebnisse wird

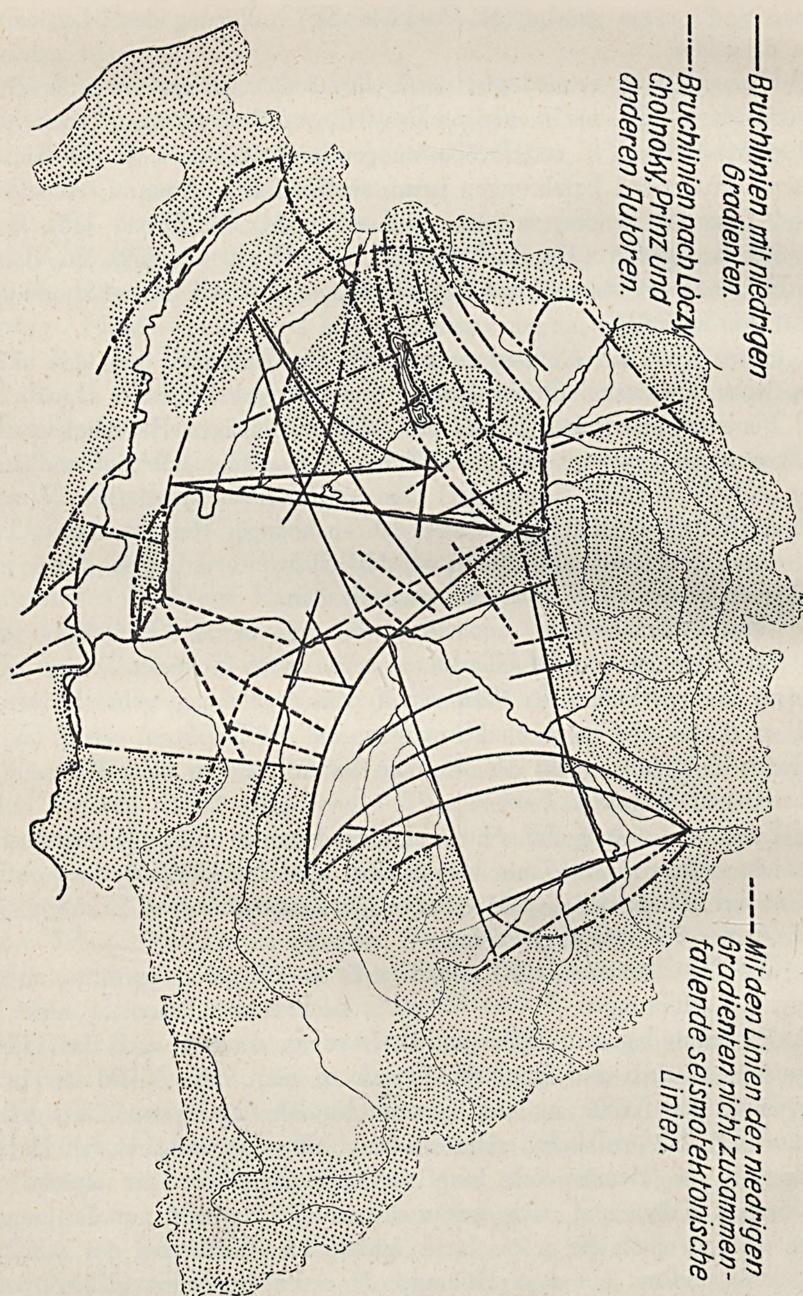


Fig. 4. Die Bruchliniensysteme im W-lichen Teil des Grossen Ungarischen Beckens auf Grund der Literatur.

nun diese Behauptung widerlegt und anderseits die ältere Anschauung Lóczy seniors und seiner Mitarbeiter vollauf gerechtfertigt, wonach unsere innneren Gebirge keine Ketten alpinen Charakters, sondern dem aus Mitteleuropa bekannten Typus der Schollengebirge zugehörig sind und dass die Ausgestaltung dieser Gebirge im engsten harmonischen Zusammenhang mit dem Zustandekommen des Grossen Ungarischen Beckens, respektive des Alföld steht (45).

Wenn wir die Bruchstruktur im Inneren des Alföld bisher hauptsächlich nur auf Grund der seismotektonischen Beobachtungen, oder der am Rande des Alföld konstatierten, von Sedimenten verdeckten, jedoch dem Anscheine nach einwärts gerichteten Bruchlinien voraussetzen konnten, geht aus unserem Bruchliniensystem nunmehr deutlich die Richtigkeit der bisher bloss im Wege von Schlussfolgerungen gewonnenen Annahme hervor, wonach Innerungarn durch eine Bruchtektonik gekennzeichnet ist und das Alföld ein durch junge Alluvien und Sedimente verdecktes Mosaik gesunkener Schollen darstellt.

Jenes „Orientalische Festland" (46), oder mit anderen Worten jener Teil des Tisia-Massivs, der aus den eingesunkenen Ruinen der karbonischen Gebirgssysteme zusammengesetzt, bis zum Anfang des Neogens an der Stelle des Alföld emporragte und dessen übriggebliebene Schollen nun die Inseln unserer inneren Gebirge darstellen, hat — wie auch bereits durch Lóczy senior festgestellt wurde — niemals eine derartige Faltung erlitten, wie die Alpen oder Karpaten, sondern wurde durch aus einzelnen Zentren ausgehende, radiale Bündel longitudinaler und transversaler Brüche zergliedert, wobei wahrscheinlich am Ausgang des mediterranen Zeitalters und im sarmatischen Zeitalter zwischen den sich durchkreuzenden Brüchen ausgedehnte Tafeln in mehr minder grosse Tiefen versanken und dem Alföld Raum gaben.

Das Mass des Sinkens der einzelnen Tafelschollen, sowie die gegenseitige Lagerung derselben wird sich nur durch die immer häufiger werdenden, bis zu grösseren Tiefen hinabdringenden Bohrungen und durch weitere stratigraphische und tektonische Untersuchungen genauer bestimmen lassen.

Leider sind die geologischen Verhältnisse des Alföld noch immer bloss schematisch bekannt, immerhin spricht für das stufenweise erfolgte Sinken der durch die unsere Bruchlinie Pocsaj—Kunszentmárton durchquerenden Brüche in tafelförmige Schollen zerlegten Teile des Alföld auch der Umstand, dass die pannonische Fauna in Hajdúszoboszló aus einer Tiefe von 151 m, am Nagyhortobágy aus 410 m und in Szolnok aus

ungefähr 800 m zum Vorschein kam (48), wonach man die von der Linie Hajdúszoboszló—Hajdúnánás östlich gelegene Tafel des Nyirség als die am höchsten liegende Scholle betrachten, rechts und links von derselben, aber im Untergrunde des Alföld immer tiefer und tiefer gesunkene Tafelschollen annehmen kann.

Ganz ähnliche tektonische Verhältnisse sind aber auch in den von der Bácskaer Tafel gegen NO, respektive SW gelegenen Teilen des Alföld zu beobachten. Auch hier gelangten von der Bácskaer Tafel als dem am höchsten liegenden Rücken des Kerngebirges gegen NO, respektive SW die Tafelschollen durch Staffelbrüche in immer grössere Tiefen hinab. Das gestaffelte Sinken der einzelnen Schollen spiegelt sich am schönsten in den Tiefenangaben der von HALAVÁTS beschriebenen levantinischen Faunen von Zombor (49), Szabadka (50), Szeged (51), Hódmezővásárhely (52) und Szentes (53), respektive der Fauna von Újvidék (54) wider. Nach alldem können wir also in dem zwischen den Tafeln des Nyirség und des Bánát gelegenen Teil des Alföld gegen die Mitte zu immer tiefer und tiefer gesunkene Tafelschollen annehmen. Aber auch der mit dem südlichen Abbruch der Bácskaer Tafel parallele Abschnitt der Donau zwischen Vukovár—Titel, sowie weiter südlich auch der Abschnitt der Száva zwischen Sabácz—Belgrád bedeuten den Saum einzelner, stufenweise gegen S versunkener Tafeln.

Das von den Bruchlinien Hatvan—Kunszentmárton und Kunszentmárton—Gyömrő umfasste Hügelland von Irsa, sowie auch die im Schnittpunkte der Bruchlinien Orosháza—Lökösháza und Orosháza—Magyarcsanád endigende pannonische Scholle von Vinga scheinen gleichfalls in das eigentliche Alföld Kap-artig hineinragende Tafelstücke darzustellen.

Der Verlauf der Bruchlinien Dömsöd—Seregélyes und Újdombovár—Bátaszék entspricht der Grenze des Mezőség—Tolnaer pannonischen Tafelgebietes gegen das Alföld, jener der Bruchlinien Seregélyes—Dombovár und Seregélyes—Bátaszék entspricht der westlichen Abbruchlinie des Alföld. Letztere liefert einesteils die auffällige Linie des Sárviz und verbindet anderseits die Granitstöcke der Gebirge von Velence und Mórágy mit einander. Doch auch die Rhyolith-Eruption von Sárbogárd fällt in diese auffällige tektonische Linie, die bereits von GAÁL in einer seiner Arbeiten als Bruchlinie erwähnt wird (55).

Die Bruchlinien der Mezőség—Tolnaer Tafelländer sind in südwestlicher Richtung zwischen die aseismischen Schollen des oberen Somogyer Komitates und des Gebirges von Pécs eingeklemmt und ihre Ausgestaltung scheint von diesen beiden Schollen abhängig gewesen zu sein.

Der östliche Abschnitt des Alföld — die Schutthalde der Körös-

Flüsse und den Schuttkegel des Maros-Flusses mit inbegriffen—scheint im Vergleich zu den von der Bruchlinie Pocsaj—Kunszentmárton nordwestlich gelegenen Teilen, aus z. T. auf der pannonischen Tafel von Vinga ruhenden und somit in höherer Lage erhaltenen Schollen zusammengesetzt zu sein.

Das System unserer Bruchlinien scheint darauf hinzuweisen, dass in den Tiefen des Alföld nicht ein, sondern zwei innere aseismische Kerngebirgsrücken vorhanden sein dürften, namentlich die Tafelschollen des Nyirség und der Bácska. Die bisher als einheitlich aufgefasste, grosse, aseismische Tiefenscholle des Alföld, die vom Nyirség beinahe bis zur Linie der Donau bei Újvidék nachgewiesen werden konnte, wurde nun durch unsere Bruchlinien zerlegt u. zw. in der Weise, dass die vorhin erwähnten beiden Tafelschollen die höchste Lage bewahren konnten. Die ursprünglich vielleicht tatsächlich einheitliche, aseismische Tiefenscholle erreicht gerade in diesen beiden Tafeln ihre grösste Breite, wobei sich ihr Tafelschollen-Charakter auf Grund unserer Bruchlinien sehr deutlich zu erkennen gibt, in der Gegend des Winkels der Körös-Flüsse wird sie aber schmäler, da die durch das hier dichte Netz der Bruchlinien zerstückelten kleineren Schollen zwischen den beiden Kerngebirgsrücken — z. T. wenigstens — nach innen kippend, in grössere Tiefen versanken.

Die grosse, in Ausgestaltung begriffene, beckenartige Senkung aber, die Prinz (56) auf Grund seismotektonischer Überlegungen zwischen Budapest—Kecskemét—Baja—Székesfehérvár annimmt, gibt sich bis Kunszentmárton erweitert, in der durch die Bruchlinien Budapest—Kunszentmárton und Kunszentmárton—Baja begrenzten und gegen die Dunavecse—Bajaer Bruchlinie der Donau versunkenen Tafel plastisch zu erkennen. Diese grosse Tafel, sowie die grossen pannonischen Tafeln Mezőség—Tolna liefern die von der Donau benutzte Bruchlinie Budapest—Baja.

Am Abschnitt der Tisza zwischen Szolnok—Titel lässt sich auf Grund unserer Bruchlinien noch keine Bruchstruktur nachweisen. Nach der Ansicht Cholnoky's würden nämlich die einzelnen starreren Richtungen dieses Flussabschnittes durch partielle Verwerfungen vorgeschrieben. Solche wären die Tisza-Abschnitte Szolnok—Szeged, Szeged—Mohol oder Óbecse—Titel, deren Gesamtheit den heutigen Lauf des Flusses zwischen Szolnok und Titel ergeben würde (57). Aus dem System unserer Bruchlinien könnte man vielleicht noch auf die Bruchstruktur der kürzeren Tisza-Abschnitte Tiszaug—Szentes oder Algyő—Szeged schliessen, obzwar es auch von dem zwischen die Bruchlinien Hódmezővásárhely—Orosháza

und Pocsaj—Kunszentmárton eingeschlossenen Tafelteil angenommen werden könnte, dass er zwischen Csongrád und Szeged in der Linie der Tisza abgebrochen ist. Solange aber die gegenseitige Lage der die Ausgestaltung des Laufes der Tisza möglicherweise verursachenden Tafeln nicht geklärt ist, wäre es jedenfalls gewagt, wenn man kategorisch behaupten wollte, die Tisza würde zwischen Szolnok und Titel von Bruchlinien vorgeschriebene Richtungen befolgen.

Die bisher von uns untersuchten 540 artesischen und tiefgebohrten Brunnen des Alföld können aber — so gleichmässig wir sie auch zu verteilen trachteten — über ein so ausgedehntes Gebiet selbstredend nur ein schematisches tektonisches Bild liefern, trotzdem sie die bezeichnendsten Richtungslinien deutlich angeben. Sicherlich haben sie bezüglich der Tektonik des Alföld auch neue Daten geliefert, alles in allem brachten sie aber eigentlich nur eine Ergänzung des von den Réthly-schen seismotektonischen Linien abgeleiteten und bisher vom geologischen Gesichtspunkt nicht hinlänglich unterstützten tektonischen Systems des Alföld (58).

Wenn sich nun auch die auf die Mitte des Alföld entfallende Tiefenscholle, die bisher gewöhnlich als ein etwas höher gelegenes, einheitliches Massiv aufgefasst wurde, aseismisch verhält, wenn sie auch stabiler zu sein scheint, wie die drei in ihrem Umkreis zur Ausbildung gelangten seismischen Abschnitte des Alföld, namentlich die von Erdbeben häufiger heimgesuchten Gebiete des Érmellék—Nyírség, des Maros—Tisza—Donau-Winkels und die Kecskemét—Jászságer Gegend, so werden doch immerhin die bisher bloss angenommenen, jedoch seismologisch noch nicht nachgewiesenen tektonischen Linien, die auch die aseismische Tiefenscholle durchqueren, durch unsere Bruchlinien nunmehr deutlicher hervorgehoben, wodurch auch der zertrümmerte Zustand des Alfölder Tiefenmassivs erwiesen wird. Wenn wir also auch in der mittleren Gegend des Alföld das Vorhandensein eines von seismischem Gesichtspunkt stabileren Massivs annehmen müssen, kann dies keine einheitlich emporgehobene, sondern nur eine nach dem System unserer Bruchlinien zertrümmerte Masse sein.

Es ist nunmehr ganz zweifellos erweisen, dass die ältere, allgemeinere Auffassung richtig ist, nach der die am Rande des Grossen Ungarischen Beckens auftretenden wärmeren Tiefenwässer an Randbrüchen entlang aufsteigen und auch die wärmeren Wässer der artesischen und gebohrten Brunnen des Alföld an Bruchlinien gebunden sind. In den untersuchten Gebieten, also auch im Inneren des Alföld haben sich die problematischen Wässer — die viel-

leicht z. T. nach der Auffassung WESZELSZKY's und PÁVAI VAJNA's (59, 60) als juvenil angesehen werden können — bei ihrem Aufsteigen die einfachsten und gangbarsten, also die durch unsere Bruchlinien vorgeschriebenen Wege ausgesucht, auf denen sie hauptsächlich unter Mitwirkung der absorbierten Gase am leichtesten bis an die Oberfläche heraufgelangen können.

Die durch tektonische Kräfte hervorgebrachten und offen gehaltenen Wege der aufsteigenden Tiefenwässer müssen nach unserer Auffassung aus dem wahrscheinlich aus kristallinischen Gesteinen bestehenden, tafelförmig zertrümmerten Massiv ausgehen, das den Boden des Alföld bildet. Sobald die Tiefenwässer — gleichgültig, ob wir sie problematisch oder juvenil nennen — durch die Brüche dieses Massivs aufsteigend, an den wahrscheinlich mehrere tausend Meter mächtigen, aus klastischen Gesteinen bestehenden Mantel gelangen, finden sie keine so freien Bahnen mehr, wie zwischen den wohlgegliederten tiefen Schollen. Immerhin wird aber der weitere Weg der Tiefenwässer auch in dem aus klastischen Gesteinen linsenförmig aufgebauten Mantel der Beckensedimente durch die Bruchlinien der tiefen Schollen vorgeschrieben. Die einzelnen permeablen und impermeablen Schichten, die das Becken ausfüllen, erreichen nirgends weder in horizontaler, noch in vertikaler Richtung solche Dimensionen, dass die aufsteigenden Tiefenwässer zu weiter ausholenden horizontalen, ausweichenden Bewegungen gezwungen würden. Die horizontale Ausdehnung der das Aufsteigen hemmenden Elemente ist aber gerade in der aus häufig abwechselnden sandigen und tonigen Gliedern bestehenden Schichtenserie unserer durch niedrige geothermischen Gradienten gekennzeichneten Gebiete viel geringer und folglich auch der Aufstieg der Tiefenwässer freier, wie z. B. auf den Tafeln des Hajdúság oder des Jászkunság, wo im Untergrund impermeable Tonschichten in grösserer Ausdehnung anzutreffen sind. In diesen Verhältnissen der Schichtenfolge liegt wahrscheinlich auch der Grund dafür, dass innerhalb des durch die Bruchlinien Hatvan—Kunszentmárton, Taktaharkány—Szeghalom und Pocsaj—Kunszentmárton umfassten grösseren Gebietes die Bruchlinien sich nicht in niedrigen Gradienten widerspiegeln und folglich auch mit unserer Methode nicht festgelegt werden können.

Die Bruchlinien der in die Tiefe versunkenen Schollen des Alföld bestimmen also auch in dem sie überlagernden, aus klastischem Material bestehenden

Mantel die Richtungen und Wege der aufsteigenden Tiefenwässer, wobei unsere „Übergangsgebiete" die Grenzen bezeichnen, innerhalb deren sie während ihrer Aufwärtswanderung zwischen den sandigen und tonigen Schichten des linsenförmig gebauten Untergrundes nach rechts und links auszuweichen gezwungen sind. Unsere „Bruchlinien" stellen also eigentlich die Projektion der tektonischen Linien der in die Tiefen des Alföld versunkenen Schollen durch die Vermittlung der Tiefenwässer an der Oberfläche dar. Jede Bruchstruktur, die wir in den Sedimenten des Alfölder Beckens annehmen können, ist — ebenso wie auch am Rande des Beckens — nur mit unmittelbarer Abhängigkeit von den tief liegenden Schollen denkbar. Das gegenseitige Verhältnis der tiefen Schollen und der sie überlagernden Sedimente bestimmt das Relief und das Wassernetz, kurz die Morphologie des Alföld, die genauere Erforschung dieses Verhältnisses wird aber die Aufgabe der eigentlichen geologischen Untersuchungen bilden. Jedenfalls müssen auch die bisher noch nicht durchforschten Gebiete bezüglich ihrer geothermischen Gradienten untersucht werden.

BENUTZTE LITERATUR.

1. SCHAFFER—PAPP: Általános geológia. — Budapest, 1919, p. 627—628.
   HORUSITZKY, H.: Über den DEICHSEL-schen artesischen Brunnen in Miskolc (Komitat Borsod). — Zeitschrift für Hydrologie, Bd. IV—VI, Budapest, p. 136.
2. SZONTAGH, T. v.: Vorläufiger Bericht über die artesischen Brunnen Ungarns. — Zeitschr. f. Hydrologie, Bd. I, Budapest, 1928, p. 62.
3. SCHAFFER—PAPP: Általános geológia. — Budapest, 1919.
4. RÓNA, Z.: Éghajlat. II Teil. Magyarország éghajlata. — Budapest, 1919, p. 369—389.
5. DUNKLER, E.: Über die Temperaturbeobachtungen im Bohrloch zu Schladebach. — Neues Jahrbuch für. Min. Geol. und. Pal., 1889, I.
6. LASAULX: Sitzungsberichte der Niederrheinischen Gesellschaft für Natur- und Heilkunde in Berlin, 1887.
   DUNKLER, E.: Über die Wärme im Innern der Erde und ihre möglichst fehlerfreie Ermittelung. — Stuttgart, 1897.
7. HENRICH: Über die Temperaturverhältnisse in dem Bohrloch Parusowitz V. — Zeitschr. für praktische Geologie, 1914.
8. MICHAEL, R. und QUITZOW, W.: Temperaturmessungen im Tiefbohrloch Czuchow II und: Die Temperaturmessungen im Tiefbohrloch Czuchow in Oberschlesien. — Jahrb. d. Kgl. Preuss. Geol. L. A., XXXI, 1910, I—II.
9. ROTH: Über die Temperaturbeobachtungen in dem Bohrloche von Sperenberg unweit Berlin. — Poggendorfs Annalen 1873, Bd. CCXXIV, p. 168—171.
   DUNKLER: Über die Benützung tiefer Bohrlöcher zur Ermittelung der Temperatur des Erdkörpers und die deshalb in dem Bohrloche I zu Sperenberg auf Steinsalz angestellten Beobachtungen. — Zeitschr. für Berg-, Hütten- und Salinenwesen in dem Preussischen Staate, 1872.
   HEINRICH: Über die Temperatur im Bohrloche zu Sperenberg und die daraus gezogenen Schlüsse. — Neues Jahrb. für Min. Geol. und Pal., 1876.
   HETTENROTH: Über das Gesetz der Temperaturzunahme nach der Tiefe unter zu Grundelegung der DUNKLER-schen Beobachtungen im Bohrloch Sperenberg. — Neues Jahrb. für Min. Geol. und Pal., 1877.
10. DARTON, N. H.: Geothermal Data from Deep Artesian Wels in the Dakotas. — The Americ. Journal of Science, IV S., vol. V, p. 161—168.
11. PRESTWICH, J.: On Underground Temperatures with Observations on the Conductivity of Rocks, on the Thermal Effects of Saturation and Imbibition, and on a special Source of Heat in Mountain Ranges. — Proceedings of the Royal Soc. of London, 1884—1885, XXXVIII, p. 56—112.
12. JACZEWSKI: Über die Beobachtung der Temperatur etc. — Meteorolog. Nachrichten St. Petersburg, 1902, No. 4, p. 140.

HOFFMANN, F.: Beeinflussung der geothermischen Tiefenstufe. — Beitr. z. Geophys., V, 1903, p. 667—70, 1903; VI, p. 349—377.
13. KÖNIGSBERGER, J.: Compte rendu du X. Congrès géologique international, Mexico, 1906 und:
Normale und anormale Werte der geothermischen Tiefenstufe, deren Technik und Verwertung zur geologischen Prognose und neue Messungen in Mexico Borneo und Mitteleuropa. — Neues Jahrb. für Min., Beil. Bd. XXXI, 1919, p. 107—157.
14. PRINZ, Gy.: Magyarország földrajza, I Teil. Budapest, 1926.
15. HERSCHEL und LEBOBUR: vide PRESTWICH 11.
16. JANETTAZ, M; De la propagation de la Chaleur dans les corps. — Bul. Soc. Géol. de France, 3 Ser., vol. III, p. 499—510, 1874 à 1875, Paris.
17. KOENIGSBERGER, J.: Über die Methoden zur Bestimmung der Wärmeleitfähigkeit etc. auf die Geoisothermen. — Centralbl. für Min. Geol. u. Pal., 1907, No. 7, p. 200—203.
18. PÁVAI VAJNA, F.: Über die jüngsten tektonischen Bewegungen der Erdrinde. — Földtani Közlöny (Geologische Mitteilungen), Bd. LV, Budapest, 1925, p. 63—85.
19. VAN OSTRAND, C. E.: Some evidence on the variation of temperature with geologic Structure in California and Vyoming oil districts. — Econ. Geol., 21, 1926, No. 2, p. 145—165.
20. WASHBURNE, CH. W.: Relation of earth temperatures to buried hills and anticlinal folds. — Econ. Geol. 21, 1926, No. 4, p. 397—99.
21. THOM jr., W. T.: Earth temperatures, buried hills and anticlinal folds. — Econ. Geol. 22, 1922, No. 1, p. 91—94.
22. SALOMON, W.: Grundzüge der Geologie. — Bd. I, p. 21, Stuttgart, 1924.
23. WESZELSZKY, GY.: Die chemischen Verhältnisse der Budapester Mineralquellen. — Hidrológiai Közlöny (Zeitschr. f. Hydrologie), Bd. IV—VI, Budapest, 1928, p. 28.
24. SALOMON, W.: Grundzüge der Geologie. — Bd. I, p. 21, Stuttgart, 1924.
25. v. LÓCZY, L. sen.: Die artesischen Brunnen des grossen ungarischen Alföld. — Földtani Közlöny (Geologische Mitteilungen), Bd. XLII, Budapest, 1912, p. 132—133.
26. WESZELSZKY, GY.: Über die juvenilen Wässer. — Hidrológiai Közlöny (Zeitschrift für Hydrologie), Bd. IV—VI, Budapest, 1924—26, p. 72—83 und 147.
27. ARCTOWSZKI, H.: Sur le degré géothermique dans quelques puits à pétrole en cours de forage à Bitkow. — Extr. de Kosmos, v. 46—50, 1922—25, p. 1—8.
28. RÉTHLY, A.: Adatok az Alföld szerkezetéhez. — Földrajzi Közlemények, Bd. XL, Budapest, 1912, p. 114—127.
29. RÉTHLY, A.: Magyarország földrengési térképe. — Mathematikai és Természettudományi Értesítő, B. 1, XXXI, Budapest, 1913, p. 602—621.
30. v. CHOLNOKY, J.: A kecskeméti földrengés. — Földrajzi Közlemények, Bd. XXXIX, Budapest, 1911, p. 377.
31. HORUSITZKY, H.: Der artesische Brunnen von Gyömrő (Komitat Pest). — Földtani Közlöny (Geologische Mitteilungen), Bd. LVI, Budapest, 1926, p. 80—83.
32. PRINZ, GY.: Magyarország földrajza. — Budapest, 1926, p. 120—122.
33. DAUBRÉE: Études synthétiques de Géologie experimentale. — Paris, 1871.
34. LOSSEN, K.: Über ein durch Zufall in einer Fensterscheibe entstand. Torsionsspaltennetz. — Jahrb. d. Geol. Landsanst., 1886, p. 336.
35. STAPFF, M.: Eine zerbrochene Fensterscheibe. — Glück auf, No. 26, vom 1 Apr. 1843.

36. BITTNER: Die geol. Verhältnisse von Hernstein in Niederösterreich. 1882.
37. GILBERT, G.: The Earthquake as a natural Phenomenon in: The S. Francisco Eg. and Fire of 18. April 1906. — Bull. U. S. Geol. Surv., 1907, No. 324.
38. AMMON, A.: Die Jura-Ablagerungen zwischen Regensburg und Passau. — Abhandl. Zool. Ver., Regensburg, 1875, Bd. X.
39. ROTHPLETZ, A.: Die oberbayr. Überschiebung und die Tiefbohrungen bei Straubing. — Sitzungsbericht Akad., München, 1911.
40. KRANZ, W.: Die Keilberger Randspalte. — Geogr. Jahrb., 1911, Bd. XXIV und: Die Überschiebung bei Straubing. — Geogr. Jahrb., 1912, Bd. XXV.
41. FRAAS, B.: Die Tertiärbild. am Albrand in der Ulmer Gegend. — Jahresheft. Ver. Naturk. Würtenberg, 1911, Bd. LXVII.
42. SUESS, E.: Über Zerlegung der gebirgsbildenden Kraft. — Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, Bd. VI, 1913, p. 13—60 und:
„ Antlitz der Erde. — Bd. III, p. 642.
43. PÁVAI VAJNA, F.: A magyar állami földgáz-petroleum kutatás eredményei. — Természettudományi Közlöny, Budapest, 1927, p. 201—208 und:
„ Über die jüngsten tektonischen Bewegungen der Erdrinde. — Földtani Közlöny, Bd. LV, Budapest, 1925, p. 282—297.
44. PÁVAI VAJNA, F.: A magyar állami földgáz-petroleum kutatás eredményei. — Természettudományi közlöny, Budapest, 1927, p. 36.
45. v. LÓCZY, L. SEN.: A Balaton környékének geomorfológiája. — Természettudományi Közlöny, CIX—CX, Budapest, 1913, p. 1—17.
46. MOJSISOVICS, E.: West-Bosnien und Türkisch-Croatien. — Jahrb. d. k. k. Geol. R. A. Bd. XXX, p. 167—266.
47. v. LÓCZY, L. SEN.: A Balaton környékének geomorfológiája. — Természettudományi Közlöny, CIX—CX, Budapest, 1913, p. 5.
48. v. SÜMEGHY, J.: Pannonische Fauna aus dem Alföld. — Földtani Közlöny (Geologische Mitteilungen), Bd. LVII, Budapest, 1927, p. 128.
49. HALAVÁTS, Gy.: Die geologischen Verhältnisse des Alföld (Tieflandes) zwischen Donau und Theiss. — Mitteilungen a. d. Jahrbuche d. Kgl. Ung. Geol. Anst., Bd. XI, Budapest, 1897, p. 174—179.
50. HALAVÁTS, Gy.: Die geologischen Verhältnisse des Alföld (Tieflandes) zwischen Donau und Theiss. — Mitteilungen a. d. Jahrbuche d. Kgl. Ung. Geol. Anst., Bd. XI, Budapest, 1897, p. 179—186.
51. HALAVÁTS, Gy.: Die geologischen Verhältnisse des Alföld (Tieflandes) zwischen Donau und Theiss. — Mitteilungen a. d. Jahrbuche d. Kgl. Ung. Geol. Anst., Bd. XI, Budapest, 1897, p. 186—192.
52. HALAVÁTS, Gy.: Die zwei artesischen Brunnen von Hódmezővásárhely. — Mitteilungen a. d. Jahrbuche d. Kgl. Ung. Geol. Anst., Bd. VIII, Budapest, 1889.
53. HALAVÁTS, Gy.: Die artesischen Brunnen von Szentes. — Mitteilungen a. d. Jahrbuche d. Kgl. Ung. Geol. Anstalt, Bd. VIII, Budapest, 1888.
54. HALAVÁTS, Gy.: Die artesischen Brunnen von Szeged. — Mitteilungen a. d. Jahrbuche d. Kgl. Ung. Geol. Anstalt, Bd. IX, Budapest, 1891.
55. GAÁL, I.: Földgázos területeink geológiai szerkezete. — Budapest, 1923, p. 15.
56. PRINZ Gy.: Magyarország földrajza. — Budapest, 1926, p. 55.
57. v. CHOLNOKY, J.: A kecskeméti földrengés. — Földrajzi közlemények, Bd. XXXIX, Budapest, 1911, p. 377.

58. Réthly, A.: Magyarország földrengési térképe. — Mathematikai és Természettudományi Értesítő, Bd. XXXI, Budapest, 1913 und:
„ Adatok az Alföld szerkezetéhez. — Földrajzi Közlemények, Bd. XL, H. 11, Budapest, 1912.
59. Weszelszky, J.: Über die juvenilen Wässer. — Hidrológiai Közlöny (Zeitschrift für Hydrologie), Bd. IV—VI, 1924—26, p. 147 und 72—83.
60. Pávai Vajna, F.: Die Thermalwässer von Ungarn. — Hidrológiai Közlöny (Zeitschrift für Hydrologie), Bd. VII—VIII, Budapest, 1927—1928, p. 17—25 und 112—113.
61. Dunker, E.: Über die Wärme im Innern der Erde. — Stuttgart, 1896.
62. Lane, A.: Geothermal gradient. — Mich. Geol. Surv. Ann. Rep. for 1901, p. 244—251, 1902.
63. „ Variation of geothermal gradient in Michigan. — Abstr. Sci., new ser., vol. 15, p. 88, 1902 und vol. 13, p. 528—329, 1903.
64. Gilbert, G.: Value and feasibility of a determination of subterranean temperature gradient by means of a deep boring. — Carnegie Inst. of Wash., Yearb. No. 3, 1904, p. 261—267, 1905.
65. Gilbert, G.: Plans for obtaining subterranean temperatures. — Carnegie Inst. of Wash., Yearb., No. 3, 1904, p. 120, 259—260, 1905.
66. Leprince—Ringuet, P.: Mesures géothermiques effectuées dans le bassin du Pas de Calais.— C. R. Ac. Sc., vol. CXIV, 1907, p. 347—349.
67. Irmler, A.: Vnitôni teplo zemské. — Hornnické a hutnické listy, Prag, 1905, Ig. VI., p. 54—56, 86—87, 103—106.
68. Höfer, H.: Undergroundtemperatures, especially in coalmines. — Transact. Inst. Mining Eng., 27, 1903—1904, p. 351—367.
69. Kranz, W.: Die Erdwärme als Energiequelle. — Petermans Geograph. Mitt., 1926, H. 7/a, p. 175.
70. Lane, A.: Geotherms of Lake Superior Copper Country. — Bull. Geol. Surv., 34, 1923, p. 703—720.
71. Arctovszki, H.: Geothermic researches made at Boryslaw. — The Geographical Journal (London), vol. LXVI, 5, 1925, p. 422—427.
72. Arctovszki, H.: Temperature gradient in petroleum wells of the Carpathians. — The geographical Journal (London), vol. LXIV, 1924, p. 422—423.
73. Schmidt, A.: Über die geothermische Tiefenstufe innerhalb Württembergs. — Jahresberichte u. Mitt. d. Oberrhein. Geolog. Vereins, 1922, Bd. XI, p. 30—31.
74. Johnston, J. — Adams, L.: On the measurement of temperature in bore holes. — Econ. Geol., vol. 11, No. 8, p. 741—762, 1916.
75. Schmidt, A.: Über die Schwankungen der geothermischen Tiefenstufe innerhalb Württembergs.—Jahresberichte u. Mitteilungen d. Oberrhein. Geol. Vereins, p. 59—62.
76. Metzger, Ch.: Über die Wärmeentwicklung in Kohlenflözen und ihren Einfluss auf die geothermische Tiefenstufe. — Braunkohlen u. Brikett Industrie, 1919, p. 59—63; p. 69—71.
77. Metzger, Ch.: Über die Bildung und Schichtung der Erdwärme. — Glückauf, 55, 1919, No. 18, p. 317—321, No. 19, p. 333—338, No. 20, p. 356—359.
78. v. Höfer, H.: Die geothermischen Verhältnisse der Kohlenbecken Österreichs. — Wien — Berlin 1917.
79. Tesch, P.: Temperatuur-metingen in diepe boorgaten. — Jaarverslag der Rijksopsporing van delfstoffen over 1914, p. 29—35.

80. SCHARDT, H.: Die Temperaturverhältnisse im Simplontunnel und das geothermische Simplon-Profil. — Vierteljahrschr. d. Naturf. Ges. in Zürich, Jg. 1914, VI—VIII.
81. KOENIGSBERGER, J.: Über die Wärmeleitung der Gesteine und deren Einfluss auf die Temperatur in der Tiefe. — Geol. Rundsch., Bd. 4, 1913, H. 7, p. 409—413.
82. JOHNSTON, J.: Note on the temperature in the boring at Findlay, Ohio. — Am. Journ. Sci., 4th ser., vol. 36, p. 131—134, 1913.
83. JACZEVSZKY, L.: Über die Beobachtung der Temperatur etc. — Meteorolog. Nachrichten, St. Petersburg, 1902, No 4, p. 141.
84. JACZEVSZKY, L.: Materialien zur Geothermik. — Verhandl. d. K. Russ. Geogr. Gesellsch., 1912, Bd. XLVIII, p. 189—223.
85. v. WILLMANN, E.: Die Beeinflussung der normalen geothermischen Tiefenstufe durch fliessendes Wasser. — Eclogae Geol. Helv., X, p. 801—803, 1909.
86. HÖFER, H.: Die Temperaturen in den Erdölgebieten. — Organ. d. Ver. d. Bohrtechn., No. 23, Jahrg. 18, 1911.
87. HOLLAND, T.: The cause of gravity variations in Northern India. — British Assoc. for the Advancement of Science, Report of the Eightieth Meeting, London, 1911, p. 607.
88. THIENE, H.: Temperatur und Zustand des Erdinnern. — Jena, 1907.
89. LEPRINCE — RINGUET: Mesures géothermiques entreprises dans le bassin du Pas de Calais de 1903 à 1906. — Ann. Soc. Géol. Nord., XXXVI, p. 67—82.
90. KRAUS, F.: Die Zunahme der Temperatur im Erdinnern. — Jahreshefte d. Ver. f. vat. Nat. in Württemberg, 1901, Bd. LVII, p. CXV—CXVII.
91. GILBERT, G.: Value and feasibility of a determination of subterranean temperature gradient by means of a deep boring. — Carnegie Inst. of Wash., Yearb. No. 3, 1904, p. 261—267, 1905.
92. GILBERT, G.: Plans for obtaining subterranean temperatures. — Carnegie Inst. of Wash., Yearb. No. 3., 1904, p. 120, p. 259—260, 1905.
93. GILBERT, G.: Proposed investigation of subterranean temperatures and gradients. — Carnegie Inst. Wash., Yearb. No. 1, 1902, p. 285—286, 1903.
94. KEILHACK, K.: Lehrbuch der Grundwasser- und Quellenkunde. — Berlin, 1912.
95. SCHNEIDER, K.: Beiträge zur Theorie der heissen Quellen. — Geol. Rundschau, Bd. IV, Leipzig, 1913, p. 65—102.
96. COLLINS, W.: Temperature of water available for industrial use in the United States. — Water Supply Paper, 520.
97. THOMPSON, G.: Ground water for irrigation near Gage, Ellis County, Oklahoma. — Water Supply Paper, 500, 1912.
98. MEINZER, E.: The occurence of Ground Water in the United States. — Water Supply Paper, 489, 1923.
99. DARTON, H.: Artesian Waters in the Vicinity of the Black Hills, South Dakota. — Water Supply Pap., 428, 1918.
100. DARTON, H.: Geology and underground waters of South Dakota. — Water Supply Pap., 227, 1909.
101. LEE, CH. H.: An intensive study of the water resources of a part of Owens Walley, California. — Water Supply Pap., 294, 1912.
102. KÖNIGSBERGER, J.: Bemerkungen zur geotherm. Tiefenstufe. — Zeitschr. d. Internat. Bohrtechniker Verb., Vol. 35, No. 4, 1921.

103. KOENIGSBERGER, J.: Bemerkung über geothermische Messungen in Bohrungen. — Zeitschrift d. intern. Bohrtechniker Verbandes, 35, No. 6, 1927, p. 4.
104. ARCTOWSZKI, H.: Essais de détermination du degré géothermique dans le puits Ratoczyn 5 á Boryslaw. — Kosmos, 1921.
105. ARCTOWSZKI, H.: Nowe pomiary gradienten geotermicznego w szybach naftowych Boryslawia, Krosna i Bitkowa. — Kosmos, 1924.
106. SANDOR, F.: Erdgas und artesisches Wasser in Precec bei Dugoselo. — Berichte d. Geol. Komission d. Königr. Kroatien u. Slavonien, Zagreb, 1914, p. 152—160.
107. WERSLUYS, J.: Beweging van watter in zand en klei. — De Waterstaats—Ingenieur, Java, 14 Jg., No. 2, 1926, p. 54—57.
108. DELECOURT, J.: La salure des eaux artésiennes de la basse et de la moyenne Belgique. Première note. — Annales de la Société Géologique de Belgique, vol. 47, p. 71—83, Lüttich, 1924.
109. PRIGOROVSZKI, M.: Die artesischen Wasser der russischen Ebene. — Isw. d. Geol. Kom., 1922, No. 1, p. 33—52.
110. DELACOURT, I.: Deuxième note. La salure dans le Limbourg et le Nord de la France. — Annales de la Société Géologique de Belgique, vol. 48.
111. TUTKOVSZKI, P.: Die artesische Berieselung als mächtiges Mittel zum Kampf mit der Dürre in der Ukraine und die Bedingungen für deren praktische Verwirklichung. — Journ. d. wirtsch. Wiss., 1923, Bd. II, Lief. 8—12, p. 252—256.
112. SALAMON, W.: Über die Wahrscheinlichkeit, dass sich im Nördlinger Ries artesische Thermalquellen durch Bohrungen erschliessen lassen. — Jahrb. u. Mitt. d. Oberrhein. Geol. Ver., N. F., 14, 1925/26.
113. GREGORY: The flowing wells of Central-Australia. — Journal of the R. Geogr. Soc. 1911, XXXVIII, 380.
114. DIENERT, F.: Contribution à l'étude de la température des sources. — Bull. de la Soc. Belge de Géol., 1904, Mémoires, p. 107—114.
115. LOHMANN, W: Artesische Brunnen in Deutschland. — Mineralwasserfabrikant, 7, Lübeck, 1903, p. 81—82, 109—110.
116. PAZÁR, S.: Néhány újabb hazai mélyfúrásról. — Magyar Mérnök és Építészegyl. Heti Ért., XXI., Budapest, 1902, p. 180.
117. FISCHER, A.: Preliminary report of the geology and underground waters of the Rosswell artesian area, New Mexico, — Wat. Supply Pap., 158, 1906.
118. HÄPKE, L.: Die Tiefbohrung und Temperaturmessung im Innern der Erde bei Oldau a. d. Aller. — Abh. d. Nat. Ver. Bremen, Bd. XVII, 1903, p. 425—434.
119. LECCO: Artesisches Wasser von Obrenovac. — Ann. Géol. de la Péninsule Balcanique, tome 2, p. 98, Belgrad, 1901.
120. RADOVANOVIC, S.: Die geothermische Tiefenstufe des Tertiärterrains von Mladenovac. — Ann. Géol. de la Péninsule Balcanique, T. 2, p. 18—20, Belgrad, 1901.
121. NIKITIN, S.: Die Boden- und artesischen Gewässer des russischen Flachlandes. — St. Petersburg, p. 71,
122. LAHACHE, J.: Étude hidrologique sur le Sahara francais oriental. — Paris, 1900, Institut International de Bibliographie Scientifique.
123. STELLA A.: Sulla presunta influenza della pressione degli strati nella sallenza delle aque artesiane. R. Inst. Lombardo. Cl. Se. Mat. Nat., Bd. XIX, Serie III, Fasc. XII. 1904.

124. Halaváts, Gy.: Az Alföld Duna—Tisza közötti részének földtani viszonyai. — Mitteilungen a. d. Jahrb. d. Kgl. Ung. Geol. Anstalt, Bd. XI, Budapest, 1895.
125. „ A magyarországi ártézi kutak története, terület szerinti elosztása, mélységök, vizök bőségének és hőfokának ismertetése. — Budapest, 1896.
126. „ A Duna—Tisza völgyének geológiája. — Magyar Orv. és Term. Vizsg. XXXI. Vándorgyül. munk., Budapest, 1902.
127. v. Lóczy, L. sen.: Az Alföld mélységeiről. — Magyar Figyelő, 1916, No. 7, Budapest, 1917.
128. „ Die artesischen Brunnen des grossen ungarischen Alföld. — Földtani Közlöny (Geologische Mitteilungen), Bd. XLII, Budapest, 1912, p. 179—202.
129. v. Cholnoky, J.: Hydrographie des Balatonsees. — Result. d. wiss. Erforsch. d. Balatonsees, I B., II T., Budapest, 1918.
130. v. Pálfy, M.: Die Probebohrungen in Ujvidék. — Földtani Közlöny (Geologische Mitteilungen), Bd. XLII, p. 595—604, Budapest, 1912.
131. Adda, K.: Der artesische Brunnen von Ujvidék. — Földtani Közlöny (Geologische Mitteilungen), XXIX, p. 106—108, Budapest, 1899.
132. Pazár, S.: A magyar Alföld természetes gázgyárai. — Magyar Mérnök- és Építész-egylet Közl., Bd. XV, Budapest, 1906.
133. Mellinger, V.: A m. kir. Államvasútak vonalain fúrt ártézi kutakról. — Vasuti és Hajózási Hetilap, Budapest, 1903.
134. Traubert, W.: Lehrbuch der kosmischen Physik. — Leipzig, 1911.
135. Arrhenius, S.: Lehrbuch d. kosmischen Physik. — Leipzig, 1913.
136. Rudszky, H.: Physik der Erde. — Leipzig, 1911.
137. Horusitzky, H.: Vom geothermischen Gradiens des Untergrundes der Stadt Kiskunfélegyháza. — Hidrológiai Közlöny (Zeitschrift für Hydrologie), Bd. VII—VIII, Budapest, 1927—28, p. 131—132.
138. Kühn—Scherf: Lehet-e a Budai-hegységben mélyfúrás útján hévvizeket feltárni és kitermelni? — Bányászati és Kohászati Lapok, Budapest, 1928, p. 1—15.
139. Treitz, P.: Über die Bewegung der Binnengewässer in der Umgebung von Szeged. — Hidrológiai Közlöny (Zeitschrift für Hydrologie), Bd. 5, Budapest, 1921, p. 63—65.
140. Schafarzik, F: Geologische und graphische Darstellung der Mineralwasserquellen von Budapest. — Hidrológiai Közlöny (Zeitschrift für Hydrologie), Bd. IV—VI, Budapest, 1924—26, p. 134—136.
141. „ Über die jodhältige Therme von Hajdúszoboszló, Komitat Hajdú, Ungarn. — Hidrológiai Közlöny (Zeitschrift für Hydrologie), Bd. IV—VI, Budapest, 1924—26, p. 137—146.
142. Weszelszky, Gy.: Die Radioaktivität der Budapester Hungaria-Quelle. — Hidrológiai Közlöny (Zeitschrift für Hydrologie), Bd. IV—VI, Budapest, 1924—1926, p. 133—134.
143. „ Über die geothermischen Gradienten. — Hidrológiai Közlöny (Zeitschrift für Hydrologie), Bd. II, Budapest, 1922, p. 105.
144. Gaál, I.: A kincstári alföldi mélyfúrások. — Természettudományi Közlöny, Bd. 60, Budapest, 1928, p. 153—170.
145. Csegezy G.: Szeged ártézi kútjai. — Sep. Abdr. a. d. „Rigler-album" Szeged, 1926.
146. Rigler, G.: A Nagy Magyar Alföld ártézi kútjai és sziksós tavai. — Természettudományi Közlöny, Bd. IV.

147. PRINZ, GY.: Európa természeti földrajza. — Budapest, 1923.

148. v. CHOLNOKY, J.: Az Alföld felszíne. — Földrajzi Közlemények, Budapest, 1910.

149. v. LÓCZY, L. sen.: A geographical, economic and social Survey of Hungary. — Budapest, 1919.

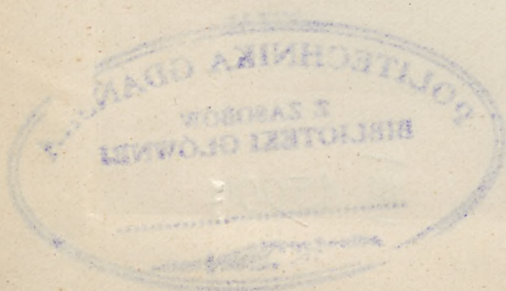
150. „ Die geologischen Formationen der Balatongegend und ihre regionale Tektonik. — Result. d. wiss. Erforsch. d. Balatonsees, Bd. I, T. I, Budapest, 1916.

151. KRUSCH, P.: Gerichts- und Verwaltungsgeologie. — Stuttgart, 1916.

INHALT.


POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGJI


POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
III 15007




TEKTONISCHE KARTENSKIZZE DES ALFÖLD

Linien niedriger Gradienten

Übergangsgebiete

Seismotektonische Linien

Aseismische Schollen

Faltungslinien nach Pávai-Vajna u. a.

Antiklinale

Synklinale

Wahrscheinl. } Maxima

Achse d. Geophys. } Minima

Geophys. Maxima

Geophys. Minima

Die untersuchten Tiefbohrungenn

Thermen, Heil- und Mineralquellen

Nicht zum Alföld gehörige Gebiete



A M. KIR. FÖLDTANI INTÉZET HÁZINYOMDÁJA
HAUSDRUCKEREI DER KÖL. UNG. GEOL. ANSTALT


POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD
GEOLOGII


POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD
GEOLOGII